

OPENING ADDRESS

by

J. FÜLÖP

On behalf of the staff of the Centenary-celebrating Hungarian Geological Institute, of the Hungarian Trust of Aluminium Industry, and of all the Hungarian bauxite geologists, I wish to offer a warm and sincere welcome to our foreign and Hungarian guests.

While selecting subjects for the international meetings to be organized in connection with our Centenary we were faced with a number of arguments in favour of a conference on bauxite geology.

One of the arguments is that bauxite is one of Hungary's most important mineral raw material, its resources being considerable even on an international scale. Therefore, we thought that the demonstration of our bauxite deposits and the discussion of our scientific knowledge of the bauxites within the frame of an international conference might meet with extensive interest. It is a great pleasure to note that we are not disappointed, in our expectations for we can welcome at this Conference 45 experts from thirteen different countries.

Another chief argument is that since the turn of the century many a geologist has dealt with scientific investigation of bauxites in Hungary. It would suffice to mention from among the pioneers, the activities of GYULA SZÁDECZKY and PÁL ROZLOZSNIK. Between the two world wars, Professor ELEMÉR VADÁSZ developed an internationally recognized school in bauxite geology. Going farther on the road paved by his efforts, Hungarian geologists in the last two decades have carried out set to large-scale, manifold investigations into the following aspects of bauxites: geology, stratigraphy, paleogeography, laws and forms of ore deposition, petrography, mineralogy, geochemistry, and geophysics. As it may be seen from the distributed list of Hungarian participants, the number of geologists engaged in scientific or practical investigations on bauxites exceeds 40.

Investigations on bauxite geology are conducted at various enterprises and institutes of the aluminium industry, at the Hungarian Geological Institute, under the auspices of the Hungarian Academy of Sciences and at a number of university faculties.

The object of the present Conference is to provide facilities for Hungarian bauxite experts to get acquainted with outstanding foreign bauxite geologists, to show them their recent scientific results and to increase their knowledge by an exchange of experiences.

Before this Conference it was only on a few occasions that the specialists of bauxite geology could hold international scientific meetings. This fact has also encouraged us to organize the present conference. It is a pleasure that in a few weeks time in October of this year, our meeting will be followed, again in Budapest, by the 2nd international Congress of the International Bauxite-Aluminium Association (ICSOBA) founded in Zagreb 1963. Whereas the present Conference is concerned primarily with the problems of bauxite geology, at the ICSOBA Congress the problems of bauxite prospecting, bauxite mining, alumina production and aluminium smelting will be discussed. Consequently, the two combined meetings will supplement each other and will thus provide a review of the whole spectrum of bauxite problems, including both the scientific and the practical aspects.

The territory of this country is part of the vast Mediterranean Karst Bauxite Belt. Therefore, it is quite natural that we are going to deal above all with karst bauxites. This does not however, exclude the possibility of comparisons with lateritic bauxites. The papers received embrace almost all the important karst bauxite areas of Europe and Asia.

As we already announced in our Circular, the problems of genesis and the regularities of distribution of bauxites have been selected as the main topics for this Conference. This group of complex and vexed problems can be approached in many ways. The approaches used in Hungary have included, on the one hand, the geological, tectonic and profound geochemical analyses of the bauxite deposits; on the other hand, the stratigraphical and paleogeographical investigations of Mesozoic formations.

During the next day and a half you will have the opportunity to get acquainted with 33 papers. For this afternoon, single papers, each providing a review of a country's bauxite geology, have been put on the agenda. The rest of the papers will be presented tomorrow in two sections. Section I will be devoted to geological and genetical problems, Section II to papers on mineralogy, geochemistry and laboratory analyses.

The international exhibition at the end of this Assembly Hall and the Hungarian bauxite exhibitions on the first floor of this building and at the Enterprise of Bauxite Prospecting at Balatonalmádi are intended to facilitate the interchange of ideas and discussions between experts.

During the geological excursions in the next two days not only the most important bauxite deposits of Hungary will be presented, but the associated zones of marine facies as well. By doing so, we pretend to provide opportunity to demonstrate our opinion concerning the paleogeographical conditions basically responsible for bauxite deposition. In the forenoon of the last day you will be paying a visit to the Enterprise of Bauxite Prospecting at Balatonalmádi, in order to get acquainted with its activities.

In the afternoon, of the same day, a closing session is scheduled to provide a platform for an extensive discussion on problems arising during the Conference.

A digest of the contributions to that discussion is to be enclosed with the relevant papers and published together in the proceedings of the 100-Year Celebrations of the HGI.

Beyond the technical results, it is hoped that this Conference will bring the Hungarian and foreign experts in bauxite geology closer to one another and that will contribute to the development of personal ties of friendship.

We sincerely hope, that our foreign colleagues will find the days they spend here useful from the point of view of their technical interests, but we also hope that, fascinated by the scenic beauty of the Bakony Mountains and Lake Balaton and by the hospitality of our people, they will want to come mind back to visit us again at some other time.

With these ideas I hereby open the International Conference on Bauxite Geology and wish you success and a most pleasant stay in Hungary.

DISCOURS D'OUVERTURE

par

J. FÜLÖP

J'ai le plaisir et l'honneur de saluer nos invités étrangers et nos compatriotes, au nom de l'Institut Géologique de Hongrie, fêtant le centenaire de sa fondation, du Trust hongrois de l'Industrie d'Aluminium, et des géologues-bauxiteurs hongrois.

En choisissant les sujets des réunions internationales de notre Centenaire, nous avons été amenés par de nombreux arguments à organiser aussi une Conférence sur la géologie de bauxite.

Un motif grave consiste en la circonstance que la bauxite figure parmi les minerais les plus importants de notre pays, étant considérable même sur le plan international. En vertu de ce fait, nous sommes convaincus, que la présentation de nos résultats scientifiques concernant la bauxite, et la démonstration de nos gisements de bauxite, dans le cadre d'une Conférence internationale, attirent l'attention de nombreux géologues. C'est avec une joie extraordinaire que nous constatons n'être pas déçus: nous pouvons souhaiter bienvenue à 45 experts de 13 pays.

L'autre argument principal se fonde sur le fait historique, qu'en Hongrie de nombreux géologues se sont occupés de l'examen scientifique de la bauxite, depuis le début même de notre siècle. Il suffira de citer, parmi les premiers, les oeuvres de GY. SZÁDECZKY et P. ROZLOZNIK. Pendant la période d'entre-deux-guerres, M. le professeur E. VADÁSZ a créé une véritable école de bauxiteurs, reconnue dans le monde entier. C'est en développant les idées de M. VADÁSZ, que les recherches multilatérales de la bauxite — géologique, stratigraphique, paléogéographique, pétrographique, minéralogique, géochimique et géophysique — évoluaient d'une manière de plus en plus élargie. Comme vous voyez en regardant la liste des bauxiteurs hongrois que vous avez reçue, le nombre des géologues hongrois engagés dans l'étude scientifique et pratique des bauxites dépasse 40.

Ces recherches sont en cours dans divers entreprises et instituts de l'industrie de l'aluminium, dans l'Institut Géologique de Hongrie, dans le cadre de l'Académie des Sciences de Hongrie, et dans plusieurs laboratoires des Universités.

En organisant cette conférence internationale, nous avons l'intention, entre autres, de donner à nos spécialistes l'occasion de faire la connaissance des géologues de bauxite les plus éminents de plusieurs pays, de leur montrer leurs résultats récents, et d'élargir leurs connaissances spéciales par un échange d'expériences.

Les experts de la géologie de bauxite n'ont organisé que peu de réunions internationales. Cette circonstance a été un argument supplémentaire, fortifiant notre intention d'organiser cette conférence. Nous nous réjouissons de nous joindre, à un intervalle presque négligeable, au deuxième Congrès de l'ICSOBA fondée en 1963 à Zagreb, qui sera tenu en octobre ici à Budapest. La présente conférence s'occupe surtout des problèmes de la géologie de bauxite, tandis que le Congrès de l'ICSOBA discutera les sujets de la prospection de bauxite, des travaux miniers, de la production de l'alumine, et de la métallurgie d'aluminium. Alors, ces deux réunions sont complémentaires, en embrassant, ensemble, le domaine entier des problèmes relatifs à la bauxite, avec leurs aspects scientifiques et industriels.

Le territoire de Hongrie fait partie de la zone méditerranéenne des bauxites de karst. C'est donc tout naturel, que nous nous occuperons avant tout des bauxites de karst. Bien entendu, les comparaisons avec les bauxites latéritiques ne sont guère exclues. Les communications annoncées pour la présente Conférence traitent presque tous les rayons importants de bauxites de karst en Europe et en Asie.

Comme nous l'avons déjà signalé dans des circulaires, c'est la genèse et la répartition de la bauxite, y compris les régularités à constater à ce sujet, qui constituent les problèmes centraux de la Conférence. Il y a des approches différentes de ces problèmes délicats et controversés. En Hongrie, on essaye de s'en rapprocher par l'étude approfondie de la géologie, de la structure, et de la géochimie des gisements de bauxite d'un côté, et par l'étude de la stratigraphie et de la paléogéographie des terrains mésozoïques, de l'autre.

Pendant le jour et demi de notre Conférence, les participants prendront connaissance de 33 communications. Cet après-midi, le programme comprend des lectures sommaires, concernant les bauxites d'un certain pays chacune; le lendemain, d'autres communications seront présentées en deux sections. Dans la première, nous avons placé celles qui traitent des problèmes géologiques et de la genèse; dans la deuxième, celles qui s'occupent de la minéralogie, pétrographie et géochimie des bauxites.

Pour faciliter l'échange d'idées et les discussions fructueuses, nous avons organisé une exposition, installée en partie ici, dans la salle de conférence, en partie au premier étage de cet édifice, illustrant les matériaux de nombreux pays. A l'Entreprise de Prospection de Bauxite, à Balatonalmádi, vous aurez l'occasion de visiter une autre exposition, présentant les bauxites de la Hongrie.

Au cours de l'excursion géologique, dont les deux jours suivront la conférence, nous vous montrerons non seulement les plus importants rayons bauxitifères de notre pays, mais aussi les formations marines contemporaines y associées, pour visualiser notre opinion concernant les conditions paléogéographiques décisives dans la formation de la bauxite.

Le dernier jour, vous aurez l'occasion de visiter l'Entreprise de Prospection de Bauxite. L'après-midi du même jour, dans le cadre d'une séance de discussion, les participants seront en mesure de discuter largement ce qu'ils auront vu et lu.

Les interventions les plus importantes seront publiées annexées aux communications y relatives, parmi les matériaux du Centenaire.

Nous souhaitons de tout cœur, que cette Conférence contribue, au delà des résultats scientifiques, au rapprochement des bauxiteurs hongrois et étrangers, au développement des relations personnelles, amicales.

Enfin, nous espérons bien que pour nos hôtes étrangers ce court séjour en Hongrie sera non seulement un passe-temps professionnel, bien qu'intéressant et utile, mais qu'ils seront touchés par les vues de Budapest, de la montagne Bakony, et du lac Balaton, ainsi que par l'hospitalité de notre peuple; et que tout cela les fera revenir en Hongrie.

Sous le signe des idées esquissées, je déclare ouverte la Conférence internationale sur la géologie de bauxite de Budapest, en souhaitant à tous les participants bon succès et très agréable séjour en Hongrie.

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО

Й. Ф ю л ё н

Мне оказана высокая честь приветствовать наших уважаемых иностранных и отечественных гостей и коллег от имени коллектива Венгерского геологического института, празднующего столетие со дня своего основания, от имени Венгерского треста алюминиевой промышленности и всех венгерских геологов.

То, что мы в ряд международных мероприятий, организуемых в связи со столетием Геологического института, включили и конференцию, занимающуюся геологией бокситов, вызвано множеством причин, одна из которых заключается в том, что бокситы, даже в международных масштабах, представляют собою наиболее важное сырье нашей страны. Мы были уверены, что возможность посещения наших бокситовых месторождений, ознакомления с нашими познаниями о бокситах в рамках международной научной конференции представит несомненный интерес для ученых, занимающихся бокситами. Наши ожидания оправдались, и мы сейчас можем приветствовать 45 специалиста из 13 стран мира.

В Венгрии уже с начала нашего столетия многочисленные геологи занимались научными исследованиями бокситов. Хочу только напомнить о деятельности *Д. Садеуки* и *П. Розложника*, основоположников этого дела. В период между двумя мировыми войнами профессор *Э. Вадас* создал школу геологии бокситов, известную и в международных кругах. За последние два десятилетия, по его примеру, многостороннее геологическое, стратиграфическое, палеогеографическое, петрографическое, минералогическое, геохимическое и геофизическое изучение бокситов получило очень широкое развитие. В настоящее время около 40 венгерских геологов занимается научным и практическим изучением бокситов. Геологические исследования бокситов проводятся на различных предприятиях венгерской бокситовой промышленности, в институтах, в Венгерском геологическом институте, в Венгерской Академии наук и на многочисленных кафедрах.

В рамках настоящей конференции мы хотим предоставить возможность нашим специалистам познакомиться с выдающимися иностранными геологами — специалистами по бокситам, наших же дорогих гостей ознакомить

с новыми научными достижениями венгерских геологов и, не в последнюю очередь, дать место для, безусловно, плодотворной дискуссии.

Специалисты по геологии бокситов организовали до сих пор лишь несколько международных научных мероприятий, что также говорило в пользу организации нашей конференции. В ближайшем будущем, в октябре этого года, в Будапеште будет проведен 2-й конгресс Международного общества по бокситам и алюминию, организованного в 1963 г. в г. Загреб. В тематику нашей конференции входят, в основном, вопросы геологии бокситов, а на 2-м конгрессе этого общества должны будут обсуждаться вопросы поисков и добычи бокситов, производства глинозема и металлургии алюминия. Эти два дополняющие друг друга мероприятия будут занимать всей гаммой вопросов по бокситам как с научной, так и с промышленной точек зрения.

Территория нашей страны представляет собою часть обширной средиземноморской зоны карстовых бокситов. Поэтому вполне естественно, что нам хочется заниматься, в первую очередь, карстовыми бокситами, не исключая при этом возможности сравнения их с латеритовыми бокситами. Доклады настоящей конференции затрагивают вопросы почти по всем более или менее важным бокситоносным районам Европы и Азии.

Как мы уже сообщили в циркулярах, на первом плане нашей конференции находятся проблемы закономерностей образования и пространственного размещения бокситов. Эти весьма сложные проблемы, вызывающие весьма оживленные дискуссии, могут быть трактованы с различных положений. К решению вопросов этих проблем мы в Венгрии стремимся путем изучения геологии, структуры и геохимических условий бокситовых месторождений и выяснения стратиграфии и палеогеографии мезозойских отложений.

В дни нашей конференции наши уважаемые гости смогут заслушать 33 докладов. В программу второй половины сегодняшнего дня включены доклады, дающие общий обзор по отдельным странам. Дальнейшая работа конференции будет проходить в двух секциях. В первой секции будут обсуждаться вопросы геологии и генезиса бокситов, во второй — вопросы минералогии, геохимии и лабораторных исследований бокситов.

В конце этого зала и на первом этаже института вы сможете посмотреть экспонаты из различных стран, а на Предприятии по разведке бокситов в Балатональмади вам будут показаны образцы отечественных бокситов, чем мы хотим способствовать более широкому обмену мнениями.

На геологических экскурсиях, организуемых в течение следующих двух дней, мы будем знакомиться не только с важнейшими бокситоносными районами Венгрии, но и со смежными территориями морской фации, чтобы продемонстрировать наше мнение относительно палеогеографических условий, имеющих решающее влияние на образование бокситов. В первой половине последнего дня конференции нам будет предоставлена возможность ознакомиться с Предприятием по разведке бокситов в Балатональмади и с его деятельностью.

В тот же день, в ходе заключительного совещания, мы собираемся предоставить вам возможность провести всестороннюю дискуссию.

Наиболее интересные выводы из выступлений будут опубликованы в материалах мероприятий по случаю празднования столетия института.

Для нас было бы большой радостью, если бы эта конференция кроме сближения по сугубо научным проблемам способствовала бы развитию и налаживанию личных и дружеских связей иностранных и венгерских специалистов.

Позвольте, в заключение, выразить нашу надежду, что дни, проведенные в Венгрии, будут для вас интересными не только с научной точки зрения, а

красота Будапешта, балатонский пейзаж, горы Баконь и, не в последнюю очередь, гостеприимство нашего народа привлекут вас в нашу страну еще много раз.

Разрешите мне, уважаемые гости, после этого выступления настоящую Международную конференцию по геологии бокситов объявить открытой и всем участникам пожелать успешной работы и приятного проведения времени в Венгрии.

GENERAL PROBLEMS OF BAUXITE GEOLOGY
PROBLÈMES GÉNÉRALES DE LA GÉOLOGIE DES BAUXITES
ALLGEMEINE PROBLEME DER BAUXITGEOLOGIE
ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ БОКСИТОВ

О ЗАЛЕЖАХ БОКСИТОВ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ТИПА

Г. И. Бушинский

(СССР)

1. ТИПЫ ЗАЛЕЖЕЙ КАРСТОВЫХ БОКСИТОВ

Залежи карстовых бокситов широко распространены по земному шару. Среди них различаются два главных типа: 1 — *площадной* иначе *средиземноморский* или *геосинклинальный* и 2 — *приконтактный* или *платформенный* (Бушинский, 1964, *Bushinsky*, 1964). Приконтактный тип бокситовых залежей хорошо представлен в Сибири, поэтому его можно назвать сибирским. Залежи сибирского типа распространены также в Казахстане и Восточном Приуралье.

Помимо этих двух главных типов залежей карстовых бокситов можно выделить тип переходный между ними, а также еще два более редких, но своеобразных типа — тульский и силикатный. Залежи карстовых бокситов переходного типа распространены на севере Русской платформы и на Китайской платформе.

Тульский тип карстовых бокситов характеризуется аллофан-гиббсит-галлузитовым составом, ничтожным содержанием титана и малыми размерами залежей. Такие залежи известны в Тульской и Рязанской областях на Русской платформе. Происхождение их связано вероятно с инфильтрацией глинозема при сернокислотном выветривании.

Силикатный карст с бокситами найден при бурении на железные руды Курской магнитной ансмалии в Белгородской области (*Одокий, Семкин*, 1966). Образование этого карста произошло в результате интенсивного выноса кремнезема из железистых кварцитов при их латеритном выветривании в начале каменноугольного периода.

Залежи бокситов средиземноморского типа известны в Советском Союзе в основании кембрия хребта Восточные Саяны, в девоне Урала и Салаиры, в девоне и карбоне Средней Азии. Закономерности размещения этих залежей лучше изучены на Урале.

Урал

История развития идей о закономерностях размещения и генезисе уральских бокситов уже рассматривалась нами ранее (*Бушинский*, 1958, 1967; *Bushinsky*, 1960). Выдающимися из них являются идеи *Пейве* (1947). Он впервые выделил геосинклинальные месторождения бокситов в самостоятельный геологический тип. К этому типу он отнес залежи палеозойских бок-

ситов Урала и Средней Азии, а также мезозойских и третичных бокситов Центральной и Южной Европы.

Наиболее характерной чертой геосинклинальных бокситов, писал *Пейве*, является их залегание на поверхности карбонатных пород лишенных заметной примеси терригенного материала. Бокситы, по его мнению, отлагались в море, вслед за перерывом в осадочном процессе отражающем цикличность в накоплении осадков. Каждый цикл начинается бокситовым горизонтом, который сменяется вверх темносерыми битуминозными известняками. Все месторождения бокситов Североуральского пояса сосредоточены во внутренних зонах геосинклинальной области. Бокситы отлагались в те стадии ее развития, которые характеризуются отчетливым разделением всей области на отдельные внутренние поднятия и прогибы. Бокситы Ферганского пояса в Средней Азии и Альпийского пояса в Европе отлагались во внутренних зонах геосинклиналей.

Эта характеристика геосинклинальных бокситов и закономерностей их размещения представляла в то время большой прогресс.

Новые идеи высказаны *Гладковским* и др. (1964). На основании своих многолетних исследований эти авторы пришли к следующим выводам: Девонские бокситы Урала имеют обломочное строение, ассоциируются с нерудными обломочными породами и представляют прибрежноморские, главным образом механические осадки. Но тонкодисперсные красные яшмовидные бокситы и диаспор-шамозитовые породы относятся к морским химическим осадкам. От берега в сторону моря отлагались красные маркие, затем немаркие и далее яшмовидные бокситы.

Не со всеми этими выводами можно согласиться. Вывод авторов о том, девонские бокситы Урала имеют обломочное строение и представляют главным образом механические осадки является по существу подтверждением такого же вывода сделанного *Князевой* и нами ранее (*Бушинский*, 1958; *Bushinsky*, 1960).

Морское происхождение доказано только для верхних частей бокситовых пластов. Нижние их части, где не встречена морская фауна, скорее всего отложились на суше в карстующихся понижениях. Еще труднее говорить о прибрежно-морском происхождении бокситов. Для осадочных бокситов характерно отсутствие сортировки частиц по размерам, что отличает их от прибрежно-морских отложений на открытом шельфе.

Красные и серые яшмовидные бокситы нередко имеют обломочное строение, что не позволяет отнести их к химическим осадкам. Как в яшмовидных так и в других бокситах наблюдалось переслаивание песчаникового боксита с афанитовым или пелитоморфным. Соглашаясь, что песчаниковый боксит является обломочным, некоторые авторы все же склонны считать афанитовую разновидность боксита химическим осадком. Насколько этот вывод не логичен можно видеть из такого примера:

Все геологи наблюдали переслаивание песков с глинами, но кластогенное происхождение тех или других вряд ли у кого возбуждало сомнение. Однако в отношении генезиса афанитовых бокситов, переслаивающихся с песчаниковыми, упомянутые авторы делают исключение.

Вывод *Гладковского* с соавторами о том, что от берега в сторону моря отлагались маркие, затем немаркие и далее яшмовидные бокситы, также

противоречит фактам. Во первых, размеры обломочных частиц у этих разновидностей бокситов примерно одинаковые. Во вторых, переходы одной разновидности бокситов в другую наблюдаются по простиранию или на площади почти в каждой карстовой воронке или карстовом углублении. По нашим представлениям происхождение этих разновидностей иное — красные марки и яшмовидные бокситы образовались в результате позднейших изменений немарких бокситов.

Гладковский и др. (1964, стр. 94) упрекают *Пейве* в том, что при создании своей гидротермально-осадочной гипотезы происхождения бокситов он не учел давно известные факты противоречащие эндогенному их происхождению и неточно изложил геологию месторождения. Думаю, что эти упреки сильно преувеличены. Работа *Пейве* (1947) представляет первое наиболее полное обобщение материалов по бокситам Северного Урала. Изложенный в ней фактический материал и многие выводы представляют исключительный интерес и по сей день.

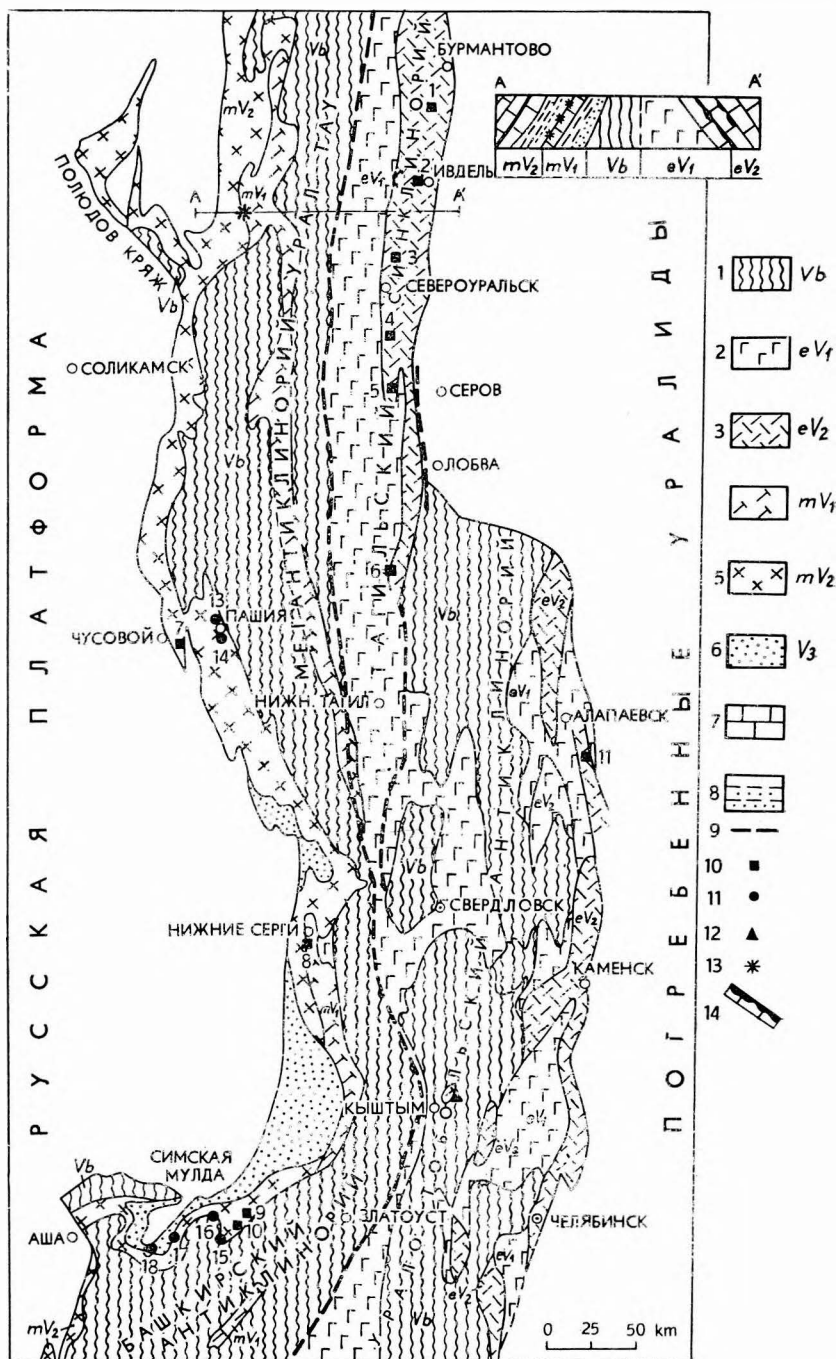
Тектонические закономерности размещения бокситов на Северном Урале изучали *Гуткин* и *Рудченко* (1965). Вначале они выяснили предрудную тектонику, составили палеотектоническую карту. На этой карте ими выделено 11 тектонических блоков. Одни из них опущены другие подняты. Наибольшее количество бокситов залегает на опущенных блоках. Поднятые блоки несут небольшое количество бокситов, при том невысокого качества. На опущенных блоках влед за бокситами отложились слои аргиллитов и глинистых известняков более мощные, чем на поднятых.

Нами рассмотрены закономерности размещения бокситов на фоне Международной тектонической карты Европы М. 1 : 2,500 000 (1964). Уральская часть этой карты представлена на рис. 1 в виде схемы. В ней выделены байкальские ядра V^b и три более молодых структурных этажа варисского орогенеза — V_1 , V_2 и V_3 . Эти этажи группируются в два комплекса — эвгеосинклиальный (с вулканитами) и миогеосинклиальный (без вулканитов). Первый из них развит на восточном, второй на западном склоне Урала.

В эвгесинклиальном комплексе Урала различают два структурных этажа — нижний и средний. Вероятно существует и верхний этаж, но область его возможного распространения покрыта осадками мезозоя.

Нижний этаж (eV_1) сложен спилитово-кератофировой формацией силура и нижнего девона. В бокситоносных районах эту формацию составляют диабазы, диабазовые порфириды, туфоконгломераты, граувакки, известняки и глинисто-хлоритовые сланцы. Кератофиры отсутствуют или редки. Завершается нижний этаж толщей известняков петропавловской свиты. Мощность ее 200—500 м. Известняки светлые с известковыми водорослями, частично рифовые, мелководные, без бокситов.

Средний этаж (eV_2) сложен формацией известняков. Возраст ее датируется от среднего девона по ранний карбон (D_2 — C_1). Известняки этой формации тоже преимущественно светлые, мелководные. Среди известняков встречаются пачки основных эффузивов и их туфов, туфопесчаников и аргиллитов, но с пластами бокситов эти породы не контактируют. Имеются только единичные указания на присутствие аргиллитов со слабо выраженной пеплевой структурой, залегающих под пластом боксита и внутри его.



Субровский бокситовый горизонт залегает в основании формации известняков среднего этажа. Два других бокситовых горизонта богословский и кальинский расположены среди этой формации. Каждый бокситовый горизонт залегает на размытой и закарстованной поверхности известняков и отвечает своему горизонту перерыва морской седиментации и образованию карста.

В миогеосинклинальном комплексе Урала различают при структурных этажах: нижний — mV_1 ($S-D_1$), средний — mV_2 (D_2-C_1) и верхний — mV_3 (C_2-C_3). Нижний и средний этажи сложены формациями известняков. Среди этих формаций встречаются пласты аргиллитов, кварцевых песчаников, красных гематитов и зеленых диаспор-шамозитовых железных руд и красных бокситов. Бокситы залегают среди известняков среднего этажа.

Отложение бокситов в Уральской геосинклиналии началось с кобленцкого века нижнего девона, продолжалось с перерывами в течение среднего и верхнего девона и закончилось в начале визейского века нижнего карбона. Источником алюминия для бокситов была латеритная кора выветривания основных пород. Следы этой коры встречаются среди бокситов в виде сильно выветрелого магнетита и титаномагнетита превращенных в мартит и лейкоксен. Бокситовый материал приносился временными потоками и отлагался в карстовых углублениях на суше и частично в морских заливах и лагунах.

Распространение бокситов на северном Урале приурочено к восточному склону мегантиклинория Урал-Тау. Аналогично построен восточный склон Урало-Тобольского антиклинория, где известны только небольшие выходы бокситов, но также возможно нахождение бокситовых месторождений (Бущинский, 1967).

Интересно отметить, что почти одновременно с отложением бокситов субровского горизонта, примерно в 100 км от него на другом, западном склоне Урала в карстах на поверхности доломитов силура отлагались алмазоносные россыпи (Беккер и др., 1969). Алмазы заключены в кварцевых песчаниках, перетолженных продуктах разрушения сильно выветрелых пород. Принес материала шел с Русской платформы и частично с местных поднятий. Остатков пепла среди песчаников не найдено.

2. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ЗАЛЕЖЕЙ БОКСИТОВ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ТИПА

Бокситы средиземноморского типа как на Урале, так и в других странах залегают на закарстованной поверхности известняков или доломитов и представляют в основном континентальные образования. На Урале континенталь-

Рис. 1. Тектоническая схема размещения геосинклинальных бокситов на Урале

1. Ядра байкалид, 2. нижний структурный этаж варисцид эвгеосинклинальной зоны — преобладают основные эффузивы, 3. средний структурный этаж варисцид эвгеосинклинальной зоны, преобладают мелководные известняки, 4. нижний структурный этаж варисцид миогеосинклинальной зоны — песчаники, сланцы, известняки, 5. средний структурный этаж варисцид миогеосинклинальной зоны — песчаники, сланцы, известняки и доломиты, 6. верхний структурный этаж варисцид миогеосинклинальной зоны — флиш, 7. известняки (на профиле), 8. песчаники и сланцы (на профиле), 9. великий разлом, 10. бокситы, 11. диаспор-шамозитовые руды, 12. наждаки (метаморфизованные бокситы), 13. россыпи алмазов, 14. бокситы (на профиле)

Залежи бокситов (цифры на карте): 1. Талицкая, 2. Ивдельская, 3. Красная Шапочка, 4. Богословская, 5. Тотинская, 6. Выйская, 7. Журавлинская, 8. Нижне-Сергинская, 9. Новопристанская, 10. Кушкинская, 11. Косиковская, 12. Вишерская

Залежи диаспор-шамозитовых руд: 13. Пашийская, 14. Кусинская, 15. Вязовская, 16. Урманская, 17. Усть-Катавская, 18. Серпеевская

ные бокситы покрываются лагунно-морскими осадками. Пресноводные и лагунно-морские глины и мергели переходят кверху в известняки. Только на островах Ямайка и Гаити после отложения бокситов еще не началась трансгрессия моря.

Главная масса бокситов средиземноморского типа приурочена к геосинклинальным областям. В истории развития этих областей бокситы отлагались с момента появления островов и до начала горообразования, местами и позднее, как в центральных, так в окраинных частях, как в мио, так и в эвгеосинклинальных зонах.

Крупные и богатые залежи бокситов приурочены к границам между структурными этажами и под'этажами. В бокситеносных районах эти границы обычно выражены слабо, едва заметны. В геосинклинальных областях известны те же типы залежей бокситов что и на платформах, но резко преобладает средиземноморский тип.

Геохимически бокситы средиземноморского и латеритного типов характеризуются содержанием Al, Ti и других элементов гидролизатов в 3—5 раз более высоким по сравнению с их содержанием в материнских породах. Это дает основание утверждать, что и концентрация алюминия в обоих этих типах бокситов совершалась по одинаковой схеме. Следовательно, бокситы средиземноморского типа представляют переотложенный латеритный материал, в той или иной степени подвергшийся дальнейшей латеритизации (Zans, 1959; Bárdossy, 1968; Бардоши, 1968).

Древние латериты за счет размыва которых образовались бокситы средиземноморского типа, сохраняются очень редко, только в тех местах где слои боксита или их кровли налегают на алюмосиликатные породы. Такие места известны в Греции (*Parastamatiou*, 1964) и в ряде мест в Турции (*Wipperforn*, 1966). Но сильно выветрелые терригенные минералы, свидетельствующие о былом распространении древних латеритов, встречаются вместе с бокситами довольно часто.

Исходя из этой идеи можно на основании полных химических анализов бокситов составить представление о типах пород источников алюминия и о связанных с ними рудах. Следовательно, такие анализы представляют интерес для геохимических поисков слепых рудных тел. Примером являются высокие содержания никеля в бокситах Мегаре в Греции (*Weisse*, 1967), тория в бокситах Венгрии (*Dudich et Siklósi*, 1967), хрома и никеля в некоторых бокситах СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Бардоши Дь.* 1957: Геология бокситовых месторождений Венгрии. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, с. 3—18.
- Бардоши Дь.* 1968: О теории происхождения терра росса и о распространении бокситов на территории Восточных Альп и Карпат. — В кн. «Кора выветривания», вып. 10, с. 100—109, изд. Наука, Москва.
- Беккер Ю. Р., Бекасова Н. Б., Ишков А. Д.* 1969: Алмазоносные россыпи в девонских отложениях Северного Урала. — Литология и полезные ископ., № 2.
- Бушинский Г. И.* 1958: О генетических типах бокситов. — В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис», с. 176—266. Изд-во АН СССР, Москва.

- Бушинский Г. И.* 1964: Карстовые, бокситовые и фосфоритовые месторождения и роль карста в боксито- и фосфатонакоплении. — В сб. «Карст и его народохоз. значение.» Изд-во Наука, с. 54—65, Москва.
- Бушинский Г. И.* 1967: Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях. — В кн. «Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока», с. 9—25. Изд-во СНИИГГИМС, Новосибирск.
- Гладковский А. К., Ушатинский И. Н., Гуткин Е. С., Камзаракова Е. К.* 1964: Геосинклинальные девонские бокситовые фации на Урале и их металлогения. — Труды института геологии Уральского фил. АН СССР, вып. 64, с. 65—95 Свердловск.
- Гуткин Е. С., Родченко Ю. М.* 1965: Тектоника Североуральского бассейна и ее связь с бокситовым оруденением. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, с.
- Одокий В. Н., Семкин В. Г.* 1966: Силикатный карст в Белгородском железорудном районе КМА. — Труды Третьего совещания по проблеме изучения Воронежской антеклизы, с. 218—222. Изд-во Воронежского ун-та.
- Пейве А. В.* 1947: Тектоника Североуральского бокситового пояса. — Изд-во Моск. об-ва испыт. природы.
- Bárdossy Gy.* 1961: The geochemistry of Hungarian bauxites. — MÁFI alkalmi kiadványa.
- Bushinsky G. I.* 1960: Types génétiques des bauxites. — In: Les bauxites, leur minéralogie et leur genèse, p. 1—106. Ed. Service inf. géologique, Paris.
- Bushinsky G. I.* 1964: Types of karst bauxite deposits and their genesis. — Symposium sur les bauxites etc., t. I, p. 93—105. Zagreb.
- Dudich E. et Siklósi L.-né* 1967: Description et comparaison géochimique des éléments rares de trois gisements de bauxite en Hongrie. — Földtani Közlöny, 97, 2, p. 144—159.
- Grubić A.* 1964: The stratigraphic position of bauxites in the Yugoslav Dinarids. — In Symposium sur les bauxites etc., t. I, p. 51—80. Zagreb.
- Papastamatiou J.* 1964: Les gisements de bauxite en Grèce. — In: Symposium sur les bauxites etc. vol. I., p. 285—293. Zagreb.
- Weisse G. de* 1967: Sur la présence de nickel dans un gisement de bauxite près de Mégare. — Mineralium deposita, 2, p. 249—356.
- Wippert J.* 1966: Die Ausgangsgesteine für die Bauxitbildung. — Bull. Mineral Res. and Explor. Turkey, N° 64, p.
- Zans V. A.* 1959: Recent views on the origin of bauxite. — Geonotes, vol. I, N° 5, p. 123—132.

MISE EN PLACE ET ÉVOLUTION DES BAUXITES SUR MUR CALCAIRE

par

A. BONTE
(France)

Parmi les nombreuses hypothèses* formulées pour expliquer la formation des bauxites (bauxites proprement dites ou bauxites de terra rossa ou bauxites karstiques, par opposition aux bauxites latéritiques), il reste actuellement en présence trois théories :

1. Dans la *théorie de l'autochtonie* ou *théorie éluviale* (J. DE LAPPARENT 1930), la bauxite résulterait de la transformation in situ d'argiles de décalcification. Malgré l'adhésion quasi unanime qu'elle a entraînée au début, cette théorie n'est plus guère soutenue dans sa forme absolue.
2. A l'opposé et plus ancienne que la précédente, la *théorie de l'allochtonie* ou *théorie alluviale* attribue une origine lointaine aux matériaux constitutifs qui auraient été mis en place, soit par voie aqueuse (ERHART 1956; ROCH 1956b; BÁRDOSY 1962; CAILLÈRE et POPEGUIN 1964, 1965b; ARCHANGELSKY in BUSHINSKY 1958a, 1966; VALETON 1966; NICOLAS 1968), soit par voie éolienne (ROCH 1956a, 1959).
3. Entre ces deux extrêmes se placent la théorie de J.-G. DE WEISSE, désignée successivement par É. ROCH sous le nom d'*allochtonie relative* (1957), puis d'*autochtonie relative* (1958, 1959), et la théorie *parautochtone* (BONTE 1958), dans lesquelles la bauxite résulterait de l'évolution dans des dépressions de type karstique des produits de l'altération superficielle des calcaires situés au voisinage immédiat**.

Les gisements de bauxite des régions méditerranéennes étant toujours de faible extension et exclusivement sur substratum calcaire, l'allochtonie peut se présenter sous deux aspects différents : ou bien le matériau originel formait

* Pour l'historique détaillé, voir en particulier : DE WEISSE 1948; BUSHINSKY 1966; NICOLAS 1968; ROCH 1959.

** Je suis heureux de remercier M. MENNESSIER d'avoir bien voulu me pointer sur carte les très nombreux gisements et poches qu'il avait pu repérer au cours du lever des feuilles de Draguignan, Salernes et Brignoles.

une nappe à peu près continue (dont on imagine mal la mise en place) à la surface d'un continent émergé et n'aurait été conservé que sur les formations calcaires; ou bien ce matériau s'accumulait dans des dépressions indépendantes et de faible étendue.

Ayant envisagé dès 1958 une allochtonie très limitée, j'ai par la suite élargi cette allochtonie (théorie colluviale, 1965) pour éviter de restreindre les apports aux seuls résidus de dissolution des calcaires et pour expliquer en même temps la localisation des gisements dans les seules zones calcaires progressivement déprimées par dissolution souterraine. Des observations nouvelles me conduisent à revenir à l'allochtonie limitée (théorie parautochtone), les matériaux s'accumulant dans de larges dépressions préparées à l'avance.

L'objet de cette note n'est pas de faire la critique des différentes hypothèses émises jusqu'ici, mais de présenter un schéma qui tienne compte, dans la mesure du possible, de toutes les observations.

Après avoir comparé la forme des gisements connus avec des formes analogues observées dans le relief actuel, je rappellerai les principaux éléments caractéristiques des amas bauxitiques (morphologie, nature, et origine des matériaux, évolution) et je terminerai en proposant un schéma général montrant les différentes phases de la formation d'un gisement.

Les faits invoqués, notamment l'encadrement stratigraphique, concernent essentiellement les bauxites du Midi de la France; mais les conclusions sont applicables à toutes les bauxites sur mur calcaire.

I. LES GISEMENTS DE BAUXITE ET LES FORMES ANALOGUES DU RELIEF ACTUEL

I. La forme des gisements de bauxite

Qu'il s'agisse des bauxites de Provence (J. DE LAPPARENT 1930; ROCH 1959), des bauxites de la Province dinarique ou de Hongrie (DE WEISSE 1948), des bauxites d'Ukraine (BASS 1958) ou de l'Oural (KARSHAVIN 1958), les gisements décrits sont souvent discontinus, en petits bassins, en amas ou en poches; et les dimensions données par les auteurs s'expriment par centaines de mètres plutôt que par kilomètres. Quant à l'épaisseur du minerai, les poches mises à part, elle oscille autour de 10 m (min. 5 m, max. 15 m). Mais il est facile d'imaginer des bassins plus étendus avec un remplissage plus épais.

On pourrait concevoir qu'il n'y ait eu à l'origine que quelques grands bassins qui auraient été fragmentés ultérieurement, déformés et érodés pour aboutir à l'état actuel de bassins limités entourés de poches. La notion de bassin s'impose si on veut expliquer l'étalement horizontal sur une grande surface d'une couche d'épaisseur uniforme; plutôt que la notion de nappe d'épandage qui suppose une certaine continuité de la pente et qui donne lieu à des dépôts irréguliers; mais on imagine mal de très vastes bassins pour une formation qui ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur. Il semble donc plus logique d'envisager toute une série de bassins séparés, ayant fonctionné en même temps ou presque, progressivement comblés par des apports d'origines différentes, ce qui expliquerait en partie les variations de nature du minerai.

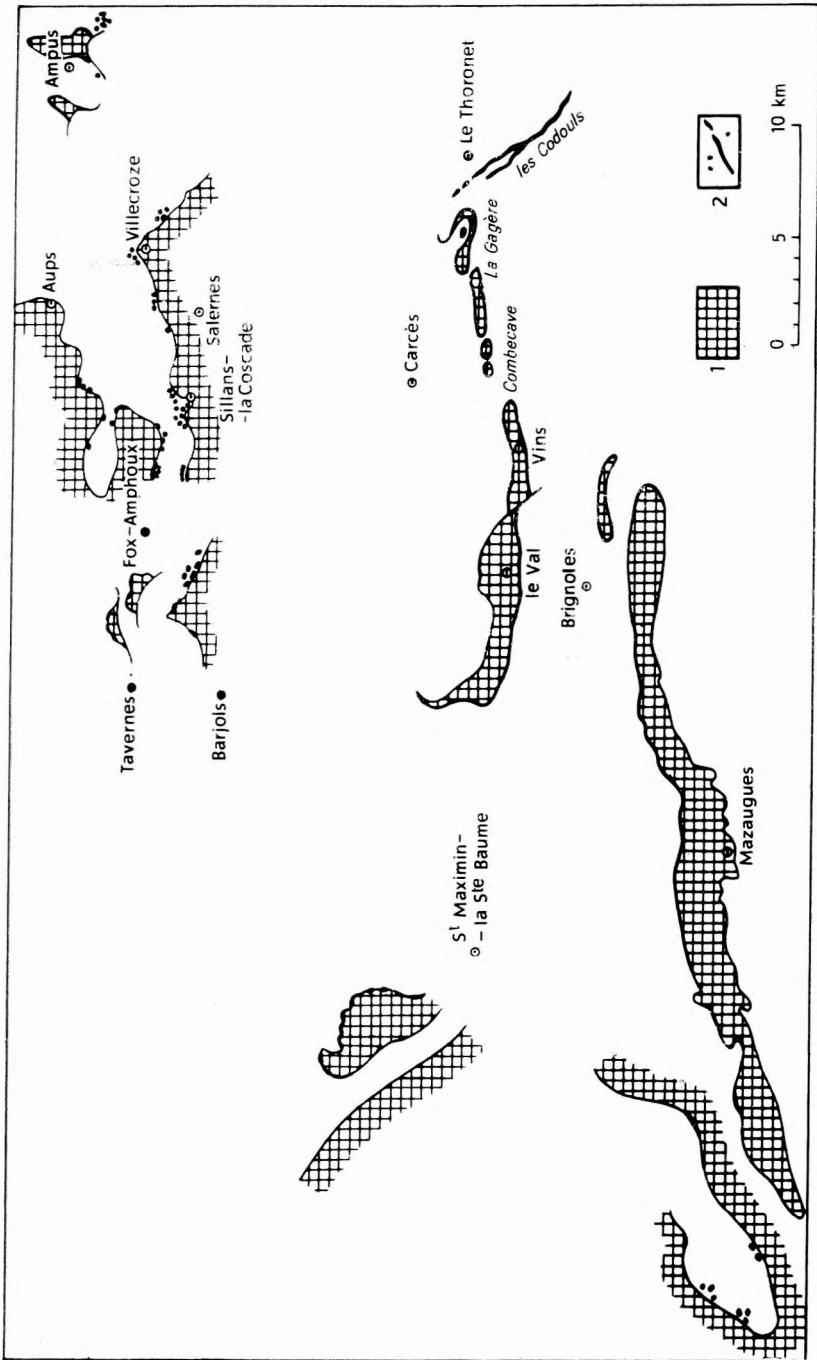


Fig. 1. Les gisements de bauxite de la région de Brignoles (Var). [D'après les cartes géologiques au 1/80 000 (235, Aix; 235, Aix; 236, Draguignan; 247, Marseille; 248, Toulon) et au 1/50 000 (XXXIV-44, Draguignan). Echelle 1/320 000]

1, Crétacé supérieur, 2, Jurassique avec bauxite

Les poches rassemblées en grappes isolées ou les poches disposées autour des gisements importants peuvent avoir une double origine : ou bien elles existaient telles, isolées ou groupées, aux alentours d'un bassin en cours de comblement ; ou bien sont le résultat d'une érosion qui aurait décapé la partie supérieure du gîte, les déblais venant souiller les dépôts du voisinage ; il ne resterait alors en place que les rempissages de poches.

Dans le Midi de la France (fig. 1) les plus gros bassins, généralement très allongés, ne dépassent pas quelques kilomètres de long, mais il en est de plus restreints. Les uns et les autres peuvent être alignés ou disposés au hasard, ils sont presque toujours environnés de poches dans lesquelles la bauxite, comme dans les poches isolées, est souvent de moins bonne qualité ; ils ont été repris dans l'orogénèse alpine avec leur substratum et leur couverture. Cette reprise a pu provoquer une certaine fragmentation des bassins allongés, mais elle est surtout responsable des dislocations secondaires : resserrement des bordures, renversements, duplicatures (Combecave, Les Codouls, Peygros, in A.-F. DE LAPPARENT 1953).

La distribution des bassins et des poches est liée au relief existant au moment du dépôt du minerai, mais elle obéit à une règle impérative : seuls les terrains karstifiables, c'est-à-dire les calcaires massifs très sensibles à la dissolution parce que les diaclases l'emportent sur le litage, sont susceptibles de renfermer de la bauxite.

Dans le Var, les gisements de bauxite sont installés sur les calcaires jurassiques ; leur limite septentrionale coïncide avec la limite d'érosion du Crétacé inférieur marneux (MENESSIER 1959, 1963 ; ROUSSET 1967) et la zone bauxitique semble se développer vers l'Est à partir du Massif des Maures (MENESSIER 1959, fig. 11). La règle du substratum karstifiable s'applique également aux minerais de fer et aux amas de terra rossa dont les conditions de gisement sont comparables (ROUSSET 1967).

2. Les formes analogues dans le relief actuel

La répartition des bauxites en bassins isolés trouve son équivalent dans la morphologie actuelle des zones calcaires du Haut-Var. C'est durant l'été 1968 que j'ai découvert le Grand Plan de Canjuers et j'y ai vu d'emblée le paysage de la bauxite que j'essayais d'imaginer depuis dix ans.

Il s'agit d'une vaste dépression fermée de 6 km de long sur 3 km de large et qui présente, part rapport à son exutoire aérien, une flèche de 30 m en moyenne, soit 1/200 dans le sens longitudinal. Cette dépression n'est pas unique, car dans le voisinage immédiat on peut en dénombrer quatre ou cinq : Petit Plan de Canjuers (non fermé), Plan du Château de Lagne, Plan de Cluaye, Plan d'Hiesse (fig. 2). En outre, le voisinage des dépressions fermées est parsemé de nombreuses dolines analogues, dans une certaine mesure, aux poches isolées qui entourent les gisements de bauxite. Une dépression de ce genre pourrait constituer le bassin de réception où s'emmagasinaient les matériaux qui, ultérieurement, se transformeraient en bauxite.

On objectera peut-être que de tels bassins sont des éponges et que l'eau nécessaire à l'étalement de matériaux n'y peut subsister. Effectivement, les Plans en question sont parsemés d'avens, mais il s'agit là de points singuliers ;

car aussi bien dans le Grand Plan de Canjuers que dans le Plan du Château de Lagne, comme d'ailleurs dans beaucoup de dépressions fermées des régions méditerranéennes, il existe de vastes zones cultivées sur des accumulations de terra rossa; d'ailleurs en bordure des dépressions fermées, il existe de très nombreux ruisseaux temporaires jalonnés par des trainées de terra rossa. Quelques avens subsistent encore çà et là; mais il suffirait d'un afflux brutal de matériaux pour les combler et provoquer la formation d'un plan d'eau.

P. RENAULT, dans deux notes sur les Plans de Canjuers, où il distingue plusieurs types d'avens, apporte à notre hypothèse des arguments précieux. Tout d'abord, il signale des brèches à ciment argileux avec des blocs qui peuvent atteindre 20 cm d'arête, tapissant ses avens de corrosion (1952a). Mais surtout il précise les modalités de la circulation souterraine: en temps normal, les dolines du voisinage canalisent les précipitations directement vers la profondeur; en période de crue, l'engorgement du réseau souterrain provoque une remontée des eaux vers la surface et la formation de lacs temporaires (1952b).

Le plan d'eau une fois constitué, les matériaux amenés par les ruisselets superficiels pourront s'étaler largement et tendre à colmater les diaclases par le haut; tandis qu'en profondeur, les effondrements compléteront l'obturation du réseau souterrain. En période de décrue, la surface du plan d'eau diminuera et il ne subsistera dans les points bas que des flaques plus ou moins permanentes, à l'aplomb des drainages. Le même phénomène se reproduisant de crue en crue, on aboutira finalement à des bassins d'épandage, fonctionnant de façon intermittente dans de larges dépressions.

Avant d'aborder la question des gisements de bauxite, il importe de rappeler la convergence manifestée entre les amas de bauxite, d'argilite, de terra rossa, souvent associés dans un même gisement et, dans une certaine mesure, de minerais de fer karstiques mêmes conditions de formation en poches dans un karst, stratification rarement visible, peu de détritique, transition ménagée entre les différents remplissages, sans limite nette ni du point de vue physique, ni du point de vue chimique (COMBES 1966; ROUSSET 1967). Il semble qu'on ait affaire à un même matériau originel mis en place dans des conditions identiques, mais dont l'évolution n'aurait pas toujours été menée à terme.

II. LES CARACTÉRISTIQUES DES GISEMENTS DE BAUXITE KARSTIQUE

1. Le mur de la bauxite

Dans tous les gisements de bauxite visités, aussi bien en France qu'en Yougoslavie — et toutes les descriptions des auteurs le confirment — on retrouve au mur des exploitations la même disposition en poches, si caractéristique de la dissolution des calcaires sous couverture et qui se manifeste de la même façon dans le Nord de la France à la limite Crétacé-Tertiaire (BONTE 1965, pl. I et II). Ce qui est remarquable, c'est l'allure largement arrondie des reliefs résiduels, séparés par des dépressions en entonnoir: les formes convexes dominant (fig. 3, B). Ceci s'applique également aux poches de phosphorites ou de minerais de fer, aux dolines comblées de terra rossa.

Par ailleurs, qu'il s'agisse de craie ou de calcaire compact, on constate presque toujours une croûte d'altération plus ou moins épaisse et d'autant plus que la roche est hétérogène: les calcaires purs sont à peu près lisses mais parfois avec une croûte pulvérulente (COMBES 1965), les fossiles respectés par la dissolution différentielle restant légèrement en relief; par contre, les calcaires dolomitiques peuvent être désagrégés sur plusieurs centimètres ou décimètres de profondeur (CAILLÈRE et POBEGUIN 1965b; NICOLAS et LECOLLE 1966). Enfin, la surface intérieure des poches est souvent soulignée par un liseré noir de MnO_2 ou par des encroûtements ferrugineux et siliceux.

Comparaison avec la surface du karst. Le karst du Midi de la France et surtout le karst dénudé de la côte dalmate montrent des formes totalement différentes. S'il existe là aussi des reliefs séparés par des cavités profondes, à parois verticales débouchant parfois sur des avens, toutes les formes sont hérissées de crêtes, dues au recoupement de larges surfaces concaves, elles-mêmes couvertes de cupules ou de sillons en coups de gouge dirigés suivant la pente. Les concavités dominant (fig. 3, K). En outre, la surface de la roche est parfaitement saine, les résidus de l'altération superficielle étant entraînés au fur et à mesure de leur formation.

On constate donc une différence fondamentale entre les formes résiduelles arrondies, en pain de sucre, du mur calcaire de la bauxite (dissolution sous couverture) et les formes déchiquetées du relief karstique (dissolution aérienne et érosion mécanique). Mais ces formes peuvent passer de l'une à l'autre: à la suite du comblement d'une dépression fermée à ciselures superficielles, la dissolution sous couverture avec drainage localisé aboutira à des reliefs arrondis avec croûte d'altération; inversement, le mur d'un gisement, décapé par l'érosion et soumis à l'altération aérienne, sera rapidement débarrassé de sa croûte superficielle et la roche saine présentera très vite l'aspect d'un lapiez.

Age relatif du mur et de la bauxite. Pour la plupart des auteurs, la bauxite a été piégée dans un karst préexistant dont elle a comblé les cavités (DE WEISSE 1948, 1963; ROCH 1958, 1959; NICOLAS et ESTERLE 1965). Certains admettent une altération ultérieure du mur; d'autres prétendent qu'il y a indépendance complète entre paroi et remplissage. Pour ma part, j'ai toujours soutenu, suivant en cela J. DE LAPPARENT et à la lumière des poches de dissolution de la craie, que les cavités n'étaient pas antérieures au dépôt, mais qu'elles résultaient, en majeure partie, d'une dissolution dirigée du substratum, en même temps que le matériau originel s'enfonçait dans les cavités ou il évoluait en bauxite. *Le piégeage est donc la conséquence de la formation et de l'évolution d'un gisement*

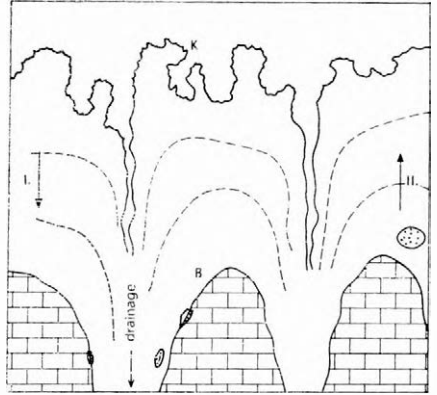


Fig. 3. Passage réversible de la dissolution aérienne dans le karst (K) à la dissolution sous couverture au mur de la bauxite (B): K, surface déchiquetée à concavités dominantes; B, surface en mamelons arrondis avec fossiles en relief ou dégagés par la dissolution

et non son point de départ. Je n'ai retrouvé cette conception que chez deux auteurs russes qui affirment: l'un que toutes les particularités s'expliquent si on considère, non pas un karst mort, mais des cavités en cours de développement ininterrompu (VOLKOV 1958) avec remplissage graduel; l'autre, que les entonnoirs ne peuvent être antérieurs au minerai (LISICYNA 1958). Une opinion très voisine est formulée par J. NICOLAS qui précise que le matériau a été piégé dans une cuvette, mais que l'essentiel du phénomène karstique est intervenu après le dépôt de la bauxite (NICOLAS, LECOLLE et HIÉRONYMIUS 1966.) Si on ne fait pas intervenir la dissolution sous une couverture qui facilite l'attaque et protège les résidus, on conçoit difficilement la persistance à l'air libre des croûtes d'altération, la formation à la surface des poches d'enduits manganésifères et de croûtes ferrugineuses, le placage contre les parois des argiles inférieures qui emballent le minerai et surtout la présence de brèches (NICOLAS et ESTERLE 1965) ou de blocs arrondis flottant dans la bauxite (ROCH et THIÉBAUT 1959). Ces derniers ne sont que des témoins ayant résisté un peu plus longtemps à la dissolution, comme on en trouve fréquemment au toit des gîtes salifères lorsqu'ils montent dans la zone dynamique des nappes aquifères.

Une objection a été formulée récemment (COMBES 1965) à propos du gisement de Cadarcet, dont les poches, interprétées comme poches de dissolution sous couverture, affectent le toit renversé sous le minerai, ce qui conduit à considérer la dissolution comme subactuelle. Cette objection sera aisément levée plus loin.

2. La bauxite

Constitution des gisements. Dans la plupart des gisements, on peut distinguer plusieurs parties: les argiles inférieures, la masse principale, la bauxite de toit remaniée. Mais ce n'est là qu'un schéma général car la réalité est souvent plus complexe.

Les argiles inférieures. Beaucoup d'auteurs distinguent à la partie inférieure de la bauxite, contre le mur et enveloppant l'ensemble du gisement, une couche plus ou moins épaisse d'argile rouge à structure feuilletée et chiffonnée, moins riche en alumine (VOLKOV 1958; DE WEISSE 1948, 1963; CAILLÈRE et POBEGUIN 1965b; BUSHINSKY 1966).

Ces argiles pourraient être en partie des argiles de décalcification in situ (DE WEISSE 1963). Elles représenteraient le résidu de la dissolution sur place du mur au cours du phénomène de bauxitisation, correspondant exactement à l'argile éluviale des poches de dissolution de la craie (BONTE 1965). Elles renferment parfois des fossiles (BUSHINSKY 1958a et b) soit complètement isolés, soit encore partiellement engagés dans le calcaire, suivant la position du front de dissolution. Ces fossiles proviennent évidemment du mur (DE WEISSE 1948; BUSHINSKY 1968) et ne peuvent en aucun cas dater la bauxite.

La masse principale a une texture très variable. On a souvent écrit qu'il s'agissait d'une masse homogène amorphe, à grain fin, dépourvue de matériaux clastiques et sans stratification apparente, les pisolites répartis irrégulièrement dans la masse n'ayant valeur de grains sédimentaires que dans le cas où ils sont brisés; mais récemment J. NICOLAS (1968) a démontré qu'il n'en était pas toujours ainsi.

En fait, si la bauxite a souvent un aspect homogène, il y a longtemps que certains auteurs la considèrent comme un sédiment détritique. On y a observé et décrit des formations conglomératiques à la base (NICOLAS et ESTERLE 1965) des stratifications, des intercalations marines (BADOUX et DE WEISSE 1959), des intercalations détritiques (BUSHINSKY 1966) plus ou moins lenticulaires, des horizons remaniés. J'ai moi-même observé, en 1968, un lit de galets siliceux altérés dans une poche d'Ampus. Enfin, tout récemment, dans le gisement de Lescalé, plusieurs intercalations calcaréo-argileuses fossilifères ont été constatées au sein de la bauxite (COMBES et MONGIN 1968).

Les fossiles dans la bauxite sont aussi considérés comme une rareté; ils ont néanmoins été signalés à plusieurs reprises (BUSHINSKY 1958a et b), mais on peut en discuter la valeur. Si les débris de plantes ne posent pas de problème particulier, il n'en va pas de même des coquilles: les fossiles continentaux ayant vécu au moment de la formation du gisement peuvent avoir été conservés dans la bauxite; quant aux fossiles marins, ils peuvent soit provenir d'une incursion marine temporaire comme à Lescalé (COMBES et MONGIN 1968), soit représenter, comme les fossiles des argiles inférieures, le résidu de dissolution de blocs calcaires ou siliceux amenés dans le bassin de bauxite en provenance des affleurements du voisinage. La présence de galets siliceux très altérés (Ampus) ou de blocs calcaires ayant échappé à la dissolution au sein de la bauxite (ROCH et THIÉBAUT 1959) confirme cette dernière possibilité.

La bauxite de toit qui est une bauxite remaniée renfermant des éléments de toutes tailles (fragments de minerai ou de pisolites) anguleux ou émoussés, a été signalée dans la plupart des gisements. J. DE LAPPARENT, dans son mémoire de 1930, considéra le fait comme très général au point qu'il leur avait réservé l'appellation de bauxites de remaniement. L'intérêt de ces bauxites de toit est d'apporter la preuve de l'évolution rapide du matériau originel en bauxite.

Le matériau originel. C'est sur ce point en particulier, que se manifestent essentiellement les divergences entre les auteurs. Aucune explication absolue n'est acceptable, mais au contraire l'assemblage de toutes les opinions peut apporter une solution satisfaisante ainsi qu'il a déjà été suggéré (CAILLÈRE et POBEGUIN 1965b).

1. L'argile éluviale *in situ* (J. DE LAPPARENT 1930) n'est plus admise car elle nécessiterait la dissolution d'une épaisseur de calcaire inacceptable.
2. L'argile éluviale (terra rossa au sens strict) rassemblée dans des bassins limités par transport horizontal (DE WEISSE 1948; DUBOUL-RAZAVET 1959; CLARKE 1966) est beaucoup plus proche de la réalité, mais n'explique pas tout.
3. Il en est de même de l'argile résiduelle (terra rossa au sens large) provenant de l'attaque du matériel sédimentaire du voisinage: marnes, calcaires marneux du Crétacé inférieur (DENIZOT 1961; ROUSSET 1966 et 1967; COMBES 1967).
4. Les éléments en provenance directe des massifs primaires du voisinage (VALETON 1966; ROCH et DEICHA 1966) ne peuvent constituer à eux seuls le matériau de la bauxite, car on ne peut négliger les éléments

issus de l'environnement immédiat des gisements, dont l'influence est souvent prépondérante.

5. Le remaniement de latérites ou de bauxites préformées (NICOLAS 1968) peut-être l'objet des mêmes réserves. Ce remaniement est d'ailleurs très hypothétique car, en Provence tout au moins, on ne trouve aucune trace de ces formations en place; d'ailleurs les pisolites qui, malgré leur fragilité, sont souvent entières, s'opposent à toute idée de transport (voir aussi VALETON 1966).
6. La précipitation chimique à partir de solutions colloïdales (BÁRDOSY 1959; ARKHANGELSKY in BUSHINSKY 1958; CAILLÈRE et POBEGUIN 1964, 1965b; MALJAVKIN in BUSHINSKY 1966) ne peut rendre compte des fractions détritiques plus ou moins grossières, ni de la texture stratifiée.
7. Enfin les poussières fossiles (ROCH 1956a) doivent être rejetées pour la même raison. A ce propos on peut signaler en particulier l'objection relative à la taille des minéraux transportés (DEMANGEON 1965).

En réalité, il semble possible, en attribuant à la bauxite une origine complexe, de concilier toutes les hypothèses conformément au schéma suivant.

Avant la constitution de bassins fermés, le plateau calcaire émergé ou en cours d'émersion a reçu, sous forme d'épandages aériens ou littoraux, des éléments détritiques provenant des massifs cristallins voisins. Progressivement le façonnement des surfaces calcaires par dissolution souterraine a réalisé la formation de zones déprimées. Dans ces cuvettes ont pu s'accumuler, par transport horizontal, les dépôts meubles variés élaborés précédemment à la surface du plateau: matériel cristallin, résidu argileux provenant de l'altération des marnes et calcaires marneux; résidu de dissolution des calcaires purs; mais aussi blocs et graviers calcaires, avec ou sans silex.

En même temps que les éléments détritiques plus ou moins grossiers des poussières en provenance des massifs cristallins ou de leur couverture sédimentaire (éventuellement des cendres volcaniques) pouvaient s'incorporer au dépôt en cours et dans la masse duquel précipitaient les hydroxydes d'aluminium qui cristallisaient ultérieurement par vieillissement (CAILLÈRE et POBEGUIN 1965b).

La nature des matériaux ainsi rassemblés était très variable suivant les points, puisque l'alimentation était limitée aux versants de chaque cuvette: prédominance du matériel cristallin au voisinage de massifs anciens; prédominance des argiles résiduelles dans les dépressions les plus éloignées; ce qui explique les variations dans la composition et la texture de la bauxite entre différents gisements ou à l'intérieur d'un même gisement.

Finalement c'est à une terra rossa, au sens le plus large du terme, qu'il faut faire appel, c'est-à-dire à un matériau résultant du mélange de résidus de toutes les formations situées à l'amont: terra rossa au sens strict d'argile de décalcification (ROUSSET 1966), éléments détritiques amenés par le ruissellement (quartz des régions cristallines, argile et glauconie des marnes du Crétacé inférieur), apports éoliens; l'ensemble de ces résidus ayant été soumis préalablement à la rubéfaction superficielle. En climat tropical, cette terra rossa renferme des minéraux argileux en proportions variées. Mais c'est la kaolinite qui caracté-

térise l'altération la plus intense en milieu drainé, comme c'est le cas à la surface des calcaires karstifiés (MILLOT 1964).

L'hypothèse de la terra rossa, prise dans un sens plus ou moins large, a été proposée par de nombreux auteurs (DE WEISSE 1948, 1963; KNETCHEL 1963) au point qu'on a pu désigner les bauxites sur mur calcaire sous le nom de bauxites de terra rossa. Toutefois, la filiation terra rossa-bauxite est niée catégoriquement par certains géologues. VADÁSZ (1956) en particulier soutient une théorie complètement opposée en faisant dériver la terra rossa de la bauxite. Il constate en effet que tous les gisements actuels de terra rossa sont situés en contrebas de gisements de bauxite et en renferment des éléments remaniés. Puisque la terra rossa au sens large est constituée de résidus de toutes les formations affleurant à l'amont, il est normal qu'elle renferme aussi de la bauxite remaniée, s'il en existe des amas au voisinage; mais cela ne suffit pas pour exclure la filiation inverse. Nous verrons par la suite que l'évolution des minéraux argileux, qui est encore loin d'être parfaitement connue, permet d'imaginer une double diagénèse que l'on pourrait qualifier l'une de normale, l'autre d'inverse.

L'évolution en bauxite. Le matériau, à dominante argileuse de type kaolinite, mis en place par le ruissellement dans des bassins limités, va être maintenant soumis, dans des conditions très particulières (climat chaud, précipitations abondantes) à la diagénèse superficielle. Celle-ci se manifestera par un lessivage vertical intense qui assurera d'une part la bauxitisation de la terra rossa, d'autre part la dissolution partielle du substratum calcaire.

Evolution normale: b a u x i t i s a t i o n. Sous l'action des eaux d'infiltration, la kaolinite initiale va tendre vers la boehmite puis la gibbsite (DUBOUL-RAZEVET et PÉRINET 1959; COMBES 1966). Cette transformation est devenue classique en milieu lessivé et très bien drainé au-dessus de la nappe phréatique (BÁRDOSSY 1962; MILLOT 1964); elle a été confirmée récemment par des expériences de laboratoire (PEDRO et BERRIER 1966) qui ont démontré in vitro l'importante du lessivage dans l'évolution de la kaolinite vers la boehmite. L'importance du lessivage, qui débute dès les premiers apports, est mise en évidence par une constatation faite à Combecave: l'évolution est complète et aboutit à une bauxite blanche, très riche en alumine, là où le mur est fortement diaclasé.

L'évolution kaolinite-bauxite est très rapide (A.-F. DE LAPPARENT 1949; COMBES 1967); on en trouve la preuve d'une part dans les galets de bauxite et dans les fragments de pisolites remaniés à l'intérieur ou au sommet des gisements, d'autre part dans l'interstratification de bauxite et de couches marines (A.-F. DE LAPPARENT 1949; COMBES et REY 1963; COMBES et MONGIN 1968).

Au cours du lessivage, les transferts d'ions en solution aboutissent à des concentrations sous forme de pisolites dont les pellicules successives, de nature variable, correspondent à des variations de composition des solutions (VOLKOV 1958; VALETON 1966).

Le fer en particulier participe à ces transferts; son entraînement progressif *p e r d e s c e n s u m* se manifeste par le blanchiment de la bauxite: bauxites flammées et bauxites tigrées proparte, bauxites blanches; ces dernières, très riches en alumine, étant le terme ultime de la bauxitisation. L'explication fournie à leur sujet par J. DE LAPPARENT (1930) a été récemment contestée, à la

suite d'études minéralogiques (CAILLÈRE et POBEGUIN 1965a). Le processus de déferrification est peut-être complexe et encore mal élucidé, mais l'opinion émise, suivant laquelle les zones blanches et rouges auraient une origine différente et se seraient succédées dans le temps, paraît insoutenable du point de vue sédimentologique.

Le fer mis en solution au cours du processus de déferrification participe à la formation de pisolites mais il est surtout exporté par les voies de drainage; il constitue avec la silice une phase migratrice qu'on retrouvera au-dessous du niveau de la nappe phréatique, sous les gisements de bauxite ou à l'aval des cuvettes. C'est ainsi qu'ont pu se constituer les gisements de fer karstique dont on a vu plus haut qu'ils étaient liés par une communauté d'origine aux argilites et aux bauxites, qui représentent alors la phase résiduelle (COMBES 1966; ROUSSET 1966, 1967).

La désilicification se manifeste également par la disparition progressive des éléments siliceux: grains de quartz et silex. On a parlé de l'absence de silex dans la bauxite comme d'une énigme et ce fut un argument contre la théorie alluviale. En fait, la silice a existé et elle existe encore dans les latérites, les bauxites et la terra rossa. J'ai signalé la présence d'un lit de silex altérés dans une poche d'Ampus; en outre de nombreux prélèvements de terra rossa effectués en Yougoslavie m'ont toujours montré des graviers ou des éclats de silex émoussés et plus ou moins altérés. Mais ce ne sont là que des témoins car la disparition progressive des quartz et des silex est admise depuis longtemps par les pédologues comme un phénomène normal dans l'altération latéritique (MILLOT 1964) et elle est postulée par divers auteurs (KNETCHEL 1963); elle rentre dans le processus d'affinage suggéré par ERHART (1956), sorte de digestion aboutissant au minerai dont l'homogénéité a frappé les premiers observateurs. Au reste, du point de vue chimique, serait-il plus difficile de dissoudre la silice isolée que de l'extraire des feuillettes des minéraux argileux.

Dissolution. Après avoir lessivé la terra rossa, les eaux d'infiltration sont capables d'attaquer le calcaire sous-jacent et c'est ainsi que se développent les poches de dissolution qui, en s'approfondissant, provoquent le tassement et parfois l'effondrement du remplissage ou son glissement le long des parois (DE WEISSE 1963).

La dissolution étant un phénomène irrégulier peut isoler des blocs calcaires qu'on retrouve parfois isolés au sein de la bauxite (ROCH et THIÉBAUT 1959) mais qui seront progressivement digérés. Il en est de même des cailloutis calcaires entraînés dans la dépression terminée au sein du matériau originel. Je dois à M. SAKAČ un échantillon de bauxite de Bilišani à graviers anguleux de calcaire pur; certains graviers sont intacts, d'autres partiellement dissous et à contours émoussés ou pulvérulents, d'autres ont complètement disparu donnant ainsi une bauxite caverneuse.

Dissolution et bauxitisation sont sous la dépendance du drainage. Celui-ci se concentre suivant des voies privilégiées auxquelles correspondent les grandes poches de dissolution et en même temps les amas les plus riches parce que les plus lessivés. Il importe d'insister sur la corrélation étroite existant entre bauxitisation et dissolution qui sont des phénomènes contemporains.

S'il y a dissolution, il y a obligatoirement un résidu éluvial qui se développe progressivement vers le bas. Ce résidu est relativement faible et on a vu qu'il

correspondait vraisemblablement aux argiles intérieures feuilletées. Formé tardivement, il n'a pu être lessivé et d'autant moins qu'il est plus récent, c'est-à-dire plus près du mur. C'est pourquoi on constate souvent que les bauxites du mur, qui emballent la masse principale, sont de mauvaise qualité. Ainsi, par rapport au niveau primitif de la dépression fermée, le gisement de bauxite s'accroît vers le haut par l'apport des versants et vers le bas par la dissolution.

Evolution inverse: kaolinisation. La transformation kaolinite bauxite et la dissolution corrélative du mur nécessitent un lessivage intense en milieu bien drainé, c'est-à-dire au-dessus de la nappe phréatique. Mais au niveau de la nappe phréatique qui limite le front de lessivage, et a fortiori au-dessous, ce processus est bloqué par ralentissement du drainage: il n'y a plus ni dissolution ni bauxitisation et la kaolinite reste intacte (BÁRDOSY 1958, 1962; MILLOT 1964). Bien plus, un relèvement du niveau de l'eau karstique peut entraîner une rétrogradation de l'évolution: la bauxite se résilicifie pour engendrer à nouveau de la kaolinite. Ce processus inverse, qui se développe de bas en haut, peut entraîner la dégradation de la base de certains gisements. Enfin l'inondation ultime du bassin peut-être responsable d'une rétrogradation de la bauxite en kaolinite (PÉRINET 1964).

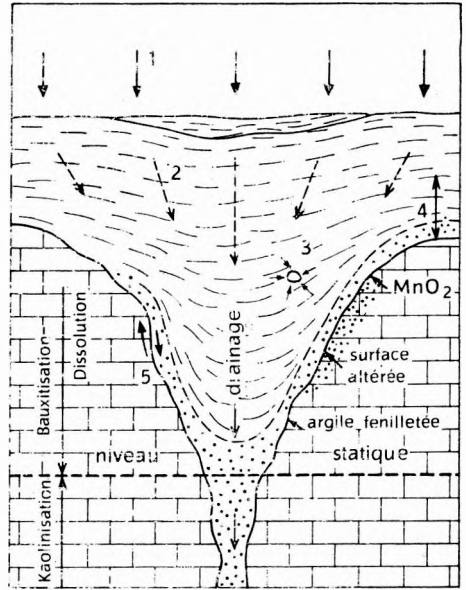


Fig. 4. Schéma des échanges à l'intérieur d'une poche de bauxite

1. Infiltration, 2. lessivage, 3. concrétionnement, 4. sédimentation (ascendante), dissolution (descendante), 5. glissement différentiel au contact mur-remplissage

3. Le toit de la bauxite et la poursuite de l'évolution

Les variations de niveau de la nappe karstique sont en relation avec les mouvements relatifs du niveau marin (NICOLAS, LECOLLE et HIÉRONYMOUS 1967; COMBES et MONGIN 1968). En Provence, par exemple, des oscillations nombreuses peuvent se produire, mais finalement les bassins d'épandage de la bauxite sont recouverts par les formations transgressives laguno-saumâtres puis marines du Crétacé supérieur, à la faveur de légères déformations orogéniques (PHILIP 1968).

En principe, une fois operculé, le gisement de bauxite a terminé son évolution. Toutefois, des modifications peuvent encore intervenir, tant que subsistent les circulations verticales: c'est le cas du blanchiment des bauxites par déferrification à partir d'horizon ligniteux (J. DE LAPPARENT 1930). La fermeture du gisement ne devient définitive et l'évolution en bauxite ne s'arrête qu'après la constitution d'une couverture étanche.

A défaut de fermeture, ou après érosion de la couverture étanche, l'évolution pourra se poursuivre, car un karst désoperculé redevient fonctionnel. Si les conditions climatiques sont favorables, la bauxitisation peut théoriquement reprendre. Mais le plus souvent, c'est la kaolinisation qui intervient par resiliification de la bauxite en surface (bauxites tigrées et bauxites flammées propre) ou à la faveur de diaclases, et elle est responsable de la destruction de nombreux gisements (VOLKOV 1958).

Un cas particulier est fourni par les gisements désoperculés de la région située au nord de Cabasse, entre Le Luc et Carcès. A la carrière de Pins bâtards notamment, ou la bauxite est recouverte par les sables et marnes du Valdonien, la partie supérieure du minerai est resiliifiée. Il est vraisemblable que les eaux d'infiltration, qui se sont chargées de silice en traversant le toit gréseux, sont responsables de cette évolution inverse tardive. Un phénomène analogue a été signalé à Ollières (BÁRDOSY 1966).

Si on admet la reprise de l'évolution, normale ou inverse, on doit admettre également la reprise de la dissolution, ainsi que je l'avais suggéré autrefois (BONTE 1963). Dans un gisement peu déformé, la dissolution se fera suivant la même direction qu'au cours de la bauxitisation normale. Dans un gisement renversé, elle pourra se manifester au toit si celui-ci est karstifiable. C'est ce qui s'est produit à Cadarcet (COMBES 1965), mais cette observation n'infirme en rien le processus normal: dissolution contemporaine de la bauxitisation.

Ce processus normal a d'ailleurs été démontré à maintes reprises: J. DE LAPPARENT (1930) et J.-G. DE WEISSE (1948) en particulier ont décrit plusieurs gisements où les poches, originellement verticales, ont suivi les déformations du mur: obliques sur un mur légèrement redressé, horizontales sur un mur vertical. A Pins bâtards, j'ai photographié des poches retournées affectant un mur renversé (fig. 5). Dans le même gisement, on constate en outre que les *dômes* peu marqués du mur se transforment progressivement en *chandelles* lorsqu'on va vers l'affleurement, où une dissolution subactuelle s'est surimposée

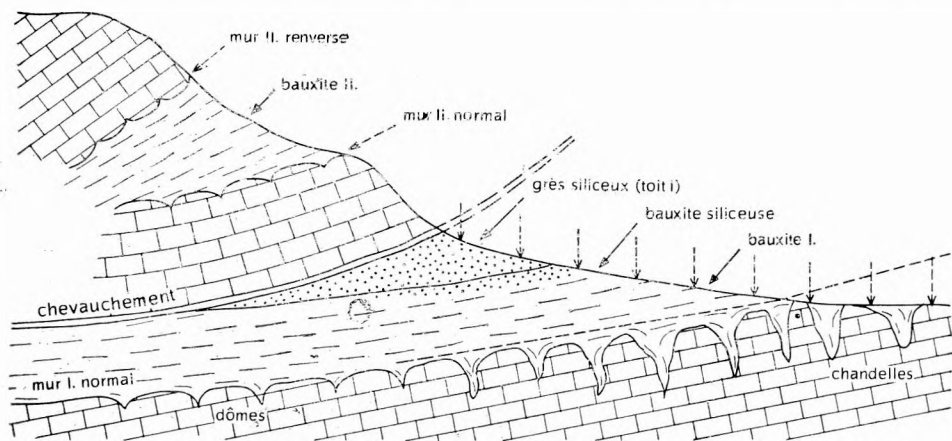


Fig 5. Schéma de la structure du gisement de Pins bâtards (Var)

à la dissolution originelle. L'analogie est frappante entre la figure 5, la coupe de Cadarce (COMBES 1965, fig. 2) et les poches de la craie dans les zones où celle-ci est débarrassée de sa couverture (BONTE 1963, fig. 5). Une autre preuve est fournie par les bauxites de toit et par les formations transgressives qui reposent, sans déformation aucune, sur des gisements dont le mur est profondément corrodé.

Enfin la dissolution subactuelle du plancher (mur ou toit renversé) de la bauxite est susceptible de réaliser, sous un minerai compact, des excavations dans lesquelles des effondrements pourront donner naissance aux brèches de minerai souvent décrites (COMBES 1965, fig. 3). Il n'est pas exclu toutefois que de telles brèches aient aussi pris naissance au cours de la formation du gisement (CAILLÈRE et POBEGUIN 1965b).

III. LA FORMATION D'UN GISEMENT DE BAUXITE

SCHÉMA GÉNÉRAL

A partir des observations précédentes, on peut essayer de reconstituer l'histoire d'un gisement en distinguant cinq phases (fig. 6, I à V).

1^{ère} phase : *Etablissement de vastes dépressions fermées* du type Plan de Canjuers. Ceci suppose une durée assez considérable, correspondant probablement à la majeure partie de la lacune entre mur et toit. La dissolution a réalisé petit à petit un réseau complexe de galeries à partir de diaclases préexistantes. La terra rossa entraînée par le ruissellement superficiel est évacuée par le réseau souterrain jusqu'à la mer dont elle souille les dépôts. La surface du sol, parsemée d'avens, est profondément ciselée par la dissolution.

2^{ème} phase : *Colmatage des dépressions fermées*. A chaque afflux important de matériaux de toutes tailles, le bassin a tendance à se colmater; mais entre ces apports successifs, les avens maintiennent partiellement une évacuation en profondeur des matériaux fins. Finalement, à la suite d'un afflux brutal, les derniers avens sont obturés et un plan d'eau s'installe, permanent ou saisonnier, qui permet l'étalement du détritique apporté par le ruissellement. Alors pourra commencer l'accumulation et dans ce sens on pourrait parler de piégeage. Le mot piège ne doit alors s'appliquer qu'aux larges dépressions à faible pente, non aux profondes cavités qui caractérisent la dissolution sous couverture; celles-ci contemporaines de la bauxitisation et *jamais antérieures*.

3^{ème} phase : *Accumulation*. On pourrait imaginer que l'inondation soit définitive et qu'à chaque précipitation de nouveaux éléments viennent s'étaler au-dessus des apports mis en place précédemment. Mais il est plus vraisemblable d'envisager toute une série d'inondations et d'exondaisons (BARDOSY 1959; VALETON 1966), ainsi qu'on l'observe dans les dolines des régions karstiques, qui constituent pour les bassins à bauxite des modèles réduits. Après chaque inondation, l'infiltration progressive de la lame d'eau provoque alors le lessivage vertical; en même temps la surface inondée diminue d'extension et il ne reste finalement que des mares en régression à l'aplomb des voies de drainage. La présence d'horizons remaniés à l'intérieur de la bauxite (en particulier la présence de concentrations locales de pisolites par ruissellement superficiel, comme on en rencontre à la surface de gisements actuels) et l'interstratification de

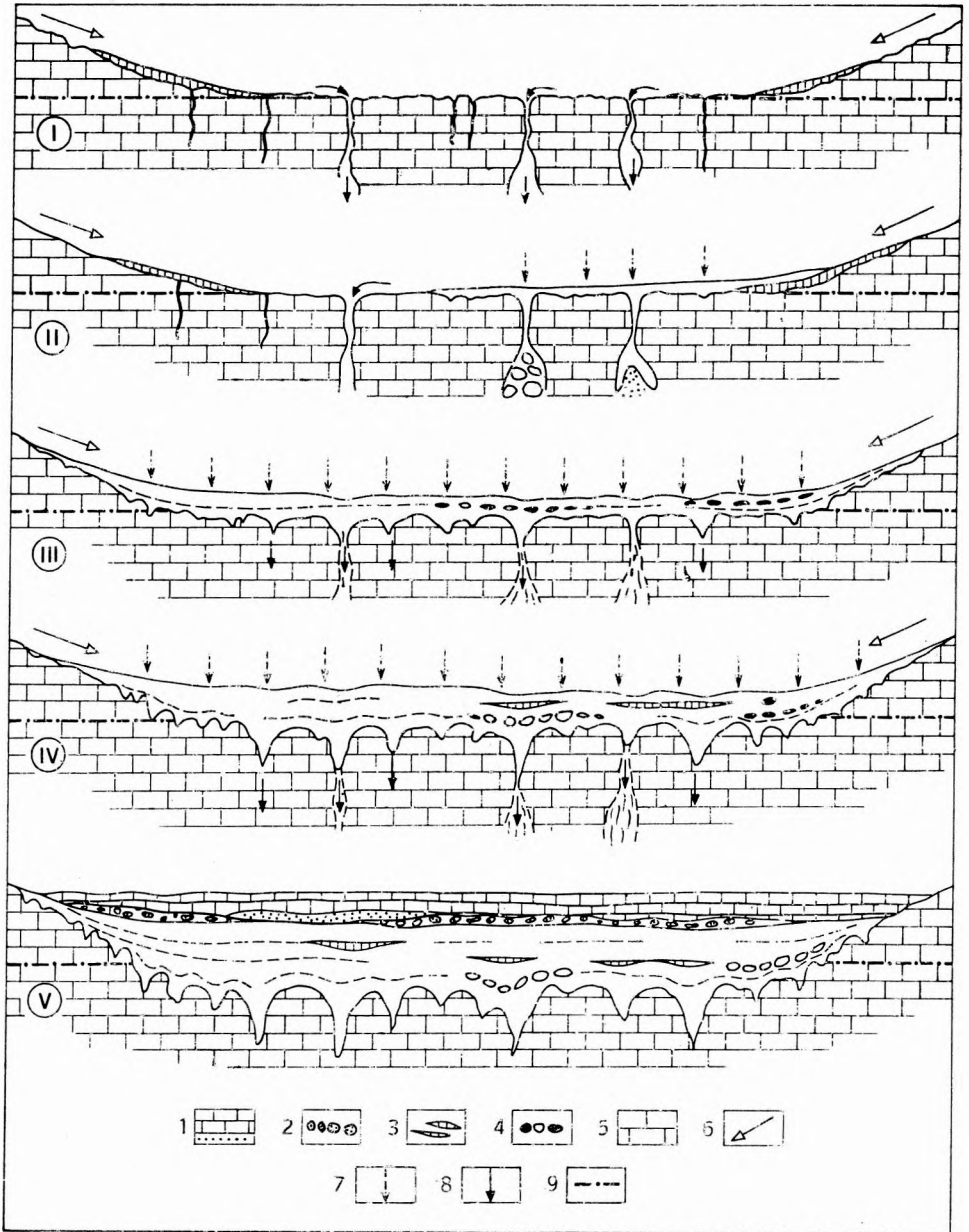


Fig. 6. Les étapes de la formation d'un gisement de bauxite

1. Toit transgressif, 2. bauxite remaniée au toit, 3. bauxite en lentilles, 4. cailloutis, 5. mur calcaire, 6. apports des versants, 7. infiltration, 8. drainage, 9. niveau primitif de la dépression fermée

couches lagunaires ou marines et de bauxite (VOLKOV 1958; COMBES et REY 1963; COMBES et MONGIN 1968) militent en faveur d'inondations multiples.

Les matériaux qui s'accumulent ainsi en couches successives et qui proviennent de l'altération superficielle sous tous ses aspects (terra rossa sensu lato) et aussi du remaniement de bauxites déjà évoluées (pisolites brisées) n'ont pas forcément même composition, ni dans l'espace ni dans le temps, car ils reflètent la nature des roches affleurant dans la zone d'alimentation : entre bassins voisins, les zones d'alimentation peuvent être très différentes ; à l'intérieur d'un même bassin, les matériaux résiduels peuvent varier avec l'évolution de la zone d'alimentation.

4^{ème} phase : *Elaboration de la bauxite et formation des poches de dissolution*. La bauxitisation de la terra rossa exige un milieu bien drainé, au-dessus de la nappe souterraine, pour assurer le lessivage de la silice et la migration du fer, lequel sera concrétionné sous forme de pisolites ou exporté à l'aval.

Dans le cas présent, le drainage est assuré par le substratum calcaire parcouru de fissures et d'avens et qui renferme en profondeur une nappe de type karstique. Les voies de drainage ne coïncident pas forcément avec les anciens avens ; elles semblent plutôt imposées par les dépressions élémentaires du bassin d'accumulation, analogues à des dolines, où l'eau subsiste beaucoup plus longtemps.

L'eau d'infiltration ne se contente pas de lessiver le dépôt pour assurer la bauxitisation. Lorsqu'elle arrive sur le fond du bassin, elle provoque par percolation lente la dissolution du calcaire dont les fissures s'élargissent progressivement en entonnoir (dissolution sous couverture). De telle sorte que la surface du calcaire, simplement ciselée de cupules et de rainures concaves (1^{ère} phase), évolue vers des formes convexes, largement arrondies, séparées par des entonnoirs de dissolution vastes, profonds, qui se surimposent à l'ancien karst.

En bordure de ces masses convexes, la roche est altérée plus ou moins profondément par la dissolution sélective et elle est remplacée par un résidu qui forme, sur les parois des entonnoirs, un placage d'argile éluviale continu qui généralement ne pourra pas évoluer en bauxite. La dissolution de mur n'est pas un caractère absolu. En effet, si le matériau originel ne permet pas la percolation, le mur restera intact ainsi que les galets calcaires amenés par le ruissellement au cours du remplissage (Bilišani). Logiquement, dans ces conditions, la bauxitisation ne devrait pas être menée à son terme en raison du lessivage imparfait.

5^{ème} phase : *Fermeture de gisement*. La mise en place au toit des gisements des bancs de bauxite remaniée (faux toit) au cours d'un dernier afflux brutal correspond probablement à un phénomène assez général mais qui n'est pas toujours de même âge. On assiste en même temps à un relèvement du niveau de base et à une submersion progressive du bassin d'accumulation, qui est operculé par des dépôts lacustres puis marins.

La réouverture éventuelle des gisements permettra la poursuite de l'évolution ou sa rétrogradation, ainsi qu'il a été vu précédemment.

CONCLUSION

Dans les gisements de bauxite sur mur calcaire voisinant, s'empilent ou se mélangent, dans une succession impossible à débrouiller, les matériaux autochtones, parautochtones et allochtones. Toutes les hypothèses relatives à l'origine des matériaux sont donc conciliables. Les processus mis en jeu assurer la bauxitisation de ces matériaux à dominante argileuse sont variés et complexes, ce qui explique l'hétérogénéité des gisements à toute échelle (CAILLÈRE et POBEGUIN 1965b); mais ils peuvent se résumer en quelques mots: lessivage intense, en milieu bien drainé, au-dessus de la nappe du karst.

La majeure partie de la bauxite procède donc d'une double évolution (BONTE 1965):

1. *altération superficielle* de roches variées aboutissant à une terra rossa au sens large, à dominante kaolinique mise en place dans de larges dépressions fermées;
2. *transformation* des matériaux kaoliniques en bauxite.

L'hypothèse de vastes cuvettes pour expliquer les gisements de bauxite n'est pas nouvelle, mais la morphologie de détail n'avait pas été précisée; en outre on envisageait généralement leur remplissage par un matériau unique dont la mise en place faisait l'objet de discussions. Quelques auteurs seulement, notamment J.-G. DE WEISSE, avaient imaginé, comme je le propose ici, la formation de bassins bien individualisés, avec une zone d'alimentation restreinte; mais, à part VOLKOV (1958), LISICYNA (1958) et NICOLAS, LECOLLE et HÉRONYMUS (1966), tout le monde considérait que la surface du bassin de réception était analogue, à très peu près, au plancher actuel de la bauxite avec ses cavités profondes, faisant office de pièges. J'ai beaucoup insisté, en m'appuyant sur l'évolution morphologique des poches de dissolution de la craie, sur *la corrélation étroite existant entre la bauxitisation et le creusement des cavités* et c'est là probablement l'aspect le plus caractéristique de tous les gisements de bauxite sur mur calcaire.

BIBLIOGRAPHIE

- BADOUX H. et WEISSE J.-G. DE 1959: Les bauxites siliceuses de Dréveneuse (Préalpes valaisannes). — Bull. Lab. Géol. Minéral., Géophysique et Musée géol. Univ. Lausanne, 126, p. 9, 2 fig.
- BASS JU. B. 1958: Les Bauxites du S de l'Ukraine et leur genèse. — in: STRAKHOV 1958, art. 15, p. 351-354.
- BÁRDOSSY GY. 1958: The geochemistry of Hungarian bauxites. Part. II. — Acta geol., Budapest, V, p. 255-285, 15 fig.
- BÁRDOSSY GY. 1959: The geochemistry of Hungarian bauxites. Part. III et IV. — Acta geol., Budapest, VI, p. 1-53, 6 fig.
- BÁRDOSSY GY. 1962: Sur la composition et le genèse des bauxites de la Hongrie. — Ann. Inst. geol. publ. Hungar., XLIX, p. 1017-1026, 1 fig.
- BÁRDOSSY GY. 1966: Les minéraux hydrosilicatés (argileux) de la bauxite. — Acta geol. Hung., X, p. 233-248, 9 fig.
- BONTE A. 1958: Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. — 83^e Cong. Soc. sav., Aix-Marseille, p. 147-165, 3 fig.
- BONTE A. 1963: Les remplissages karstiques. — Sedimentology, 2, p. 333-340, 3 fig.

- BONTE A. 1965: Bauxites et argiles à silex, deux formations colluviales. — 90° Cong. Soc. sav., Nice, II, p. 9-23, 2 pl.
- BUSHINSKY G. I. 1958a: La théorie de A. D. ARKHANGELSKY sur la genèse des bauxites à la lumière des données actuelles. — in: STRAKHOV 1958, art. 4, p. 83-92.
- BUSHINSKY G. I. 1958b: Types génétiques des bauxites. — in: STRAKHOV 1958, art. 8, p. 176-263, 42 fig., 12 tabl.
- BUSHINSKY G. I. 1966: Résultats de l'étude de la genèse des bauxites pendant les dix dernières années 1955-1965. — *Genezis boksitov*, Moscou, Izdat. Nauka, p. 5-29. (Trad. BRGM 5096.)
- CAILLÈRE S. et POBEGUIN TH. 1964: Considérations sur la genèse des bauxites de la France méridionale. — C.R. Ac. Sc., 259, p. 3033-3035.
- CAILLÈRE S. et POBEGUIN TH. 1965a: Etude minéralogique de quelques échantillons de bauxites « tigrées » de la région des Baux (Bouches-du-Rhône). — C.R. Ac. Sc., 261, p. 1036-1039.
- CAILLÈRE S. et POBEGUIN TH. 1965b: Considérations générales sur la composition minéralogique et la genèse des bauxites du Midi de la France. — *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, n.s., C, t. XII, p. 125-212, Ann., 28 fig., pl. I-IV.
- CLARKE O. M. 1966: The formation of bauxite karst topography in Eufaula, Alabama and Jamaica, West Indies. — *Econ. geol.*, 61, p. 903-916, 3 fig.
- COMBES P. J. 1965: Dissolution karstique sous une couche bauxitique. Remarques sur l'origine des gisements en poches. — C.R. somm. S.G.F., p. 123-124, 3 fig.
- COMBES P. J. 1966: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: le passage des argilites aux bauxites; premiers résultats concernant l'origine des argilites. — C.R. Ac. Sc., 263, p. 1797-1800.
- COMBES P. J. 1967: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites. Observations sur l'origine des argilites; le passage de marnes à argilites. — C.R. Ac. Sc., 264, p. 29-32.
- COMBES P. J. et MONGIN D. 1968: Sur la présence de Mollusques dans des niveaux argileux intrabauxitiques près de Lescalé (Ariège). — C.R. Ac. Sc. 266, p. 1553-1555.
- COMBES P. J. et REY J. 1963: Découverte de bauxites intra-urgoniennes dans la région de Durban-sur-Arize (Ariège). — C.R. somm. S.G.F., p. 318-320.
- DEMANGEON P. 1965: Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif Central dans les Bauxites de l'Isthme durancien. — C.R. Ac. Sc. 261, p. 2685-2688.
- DENIZOT G. 1961: La composition et la genèse des bauxites de Provence et de Languedoc. — *Bull. Rech. géol. min.*, n° 2, p. 35-46, 5 fig.
- DUBOUL-RAZAVET C. et PERINET G. 1959: Sur la composition minéralogique des bauxites. — 84° Cong. Soc. sav., p. 397-404, 2 fig.
- ERHART H. 1956: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. — I. vol., in-8°, 90 p., Paris, Masson.
- KARZHAVIN N. A. 1958: Bauxites du Crétacé inférieur du versant E de l'Oural et leur genèse. — in: STRAKHOV 1958, art. 16, p. 355-360, 3 tab.
- KNETCHEL M.-M. 1963: La bauxitisation de la « Terra Rossa » dans la partie méridionale des Monts Apalaches. — *U.S. geol. Surv.*, 475 C, 99, p. 151-155, 1 fig. (Trad. BRGM 4826.)
- LAPPARENT A.-F. DE 1949: Position et âge des bauxites du Pays de Fenouillet (Fyrénées-Orientales). — C.R. Ac. Sc., 229, p. 893-895.
- LAPPARENT A.-F. DE 1953: Feuille de Draguignan au 50 000° (Région au Sud de l'Argens). — *Bull. Serv. Carte géol. France*; C. R. Coll. Campagne 1952, LI, 239, p. 169-179, 7 fig.
- LAPPARENT J. DE 1930: Les Bauxites de la France méridionale. — *Mém. explic. Carte géol. dét. France*, 187 p., 54 fig., 9 pl.
- LISICYNA N. A. 1958: Conditions de gisement des bauxites continentales cénozoïques de la partie W du plateau Kasakhe. — in: STRAKHOV, 1958 art. 21, p. 431-439, 3 fig.

- MENNESSIER G. 1959: Etude tectonique des confins alpine-provençaux entre le Verdon et l'Argens. — I vol. in-4°, p. 174, 52 fig., 10 pl. Thèses Sciences Paris 1957 et Mém. Soc. géol. France, n.s., n° 87.
- MENNESSIER G. 1963: Carte géologique au 1/50 000, XXXIV-43, Salernes.
- MILLOT G. 1964: Géologie des argiles. — I vol. in-8°, p. 499, 5 fig., 15 tabl., 12 pl., Paris, Masson.
- NICOLAS J. 1968: Nouvelles données sur la genèse des bauxites à mur karstique du sud-est de la France. — Mineral. Deposita, 3, p. 18-33.
- NICOLAS J. et ESTERLE M. 1965: Position et âge de la bauxite karstique d'Ollières (Var). Présence de gastéropodes dans la bauxite de Mazaugues (Var). — C.R. Ac. Sc., 260, p. 3722-3723.
- NICOLAS J. et LECOLLE M. 1966: Nouvelles hypothèses concernant le mode de transport et de dépôt de la bauxite de Mazaugues (Var). — C.R. Ac. Sc., 263, p. 224-227.
- NICOLAS J., LECOLLE M. et HIERONYMUS B. 1966: Nouvelles preuves de l'origine sédimentaire de la bauxite du Var et interprétation biorexistiasique de leur dépôt. — C.R. Ac. Sc., 263, p. 1689-1691.
- NICOLAS J., LECOLLE M. et HIERONYMUS B. 1967: Précisions sur les modes de passage de la bauxite karstique du Var à ses différents toits et sur ses variations de faciès. Interprétations sédimentologiques. — C.R. Ac. Sc. 264, p. 240-243.
- PEDRO G. et BERRIER J. 1966: Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. — C.R. Ac. Sc., 262, p. 729-732.
- PERINET G. 1954: Sur la minéralogie des argiles bauxitiques de Peygros (Var). — Bull. Soc. franc. Minér. Crist., LXXXVII, p. 542-546, 1 fig.
- PHILIP J. 1958: Nouvelles observations stratigraphiques au toit de la bauxite de la région de Brignoles (Var). Implications paléogéographiques. — C.R. somm. S.G.F., p. 216-217.
- RENAULT P. 1952a: Distinction de deux types d'avens sur les Plans de Canjuers (Var). — C.R. Ac. Sc., 235, p. 1519-1520.
- RENAULT P. 1962b: Influence du sens des circulations aquifères sur le creusement des avens des Plans de Canjuers (Var). — C.R. Ac. Sc., 235, p. 1672-1673.
- ROCH E. 1953a: Les bauxites de Provence: des poussières fossiles? — C.R. Ac. Sc., 242, p. 2847-2849.
- ROCH E. 1953b: L'origine alluviale de certaines bauxites du Bas-Languedoc. — C.R. somm. S.G.F., p. 218-219.
- ROCH E. 1957: « Terra rossa » et bauxites. — C.R. somm. S.G.F., p. 144-146.
- ROCH E. 1958: Les bauxites du midi de la France: leur origine. — Rev. Gén. des Sciences, LXV, p. 151-156.
- ROCH E. 1959: La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. — Ann. Hébert et Haug, IX, p. 11-69, 12 fg., Pl. A-D.
- ROCH E. et DEICHA G. 1966: Sur les « argilites » de la région de Draguignan (Var). — C.R. somm. S.G.F., p. 145-147, 2 fig.
- ROCH E. et THIEBAUT J. 1959: Sur quelques bauxites ariégeoises. — C.R. somm. S.G.F., p. 181-182.
- ROUSSET CL. 1966: Note préliminaire sur l'altération des roches calcaires en Provence. — 91° Cong. Soc. sav., Rennes 1966, p. 163-174, 3 fig.
- ROUSSET CL. 1967: Sur la nature et la genèse des minerais de fer du Haut-Var: leurs relations avec la paléogéographie locale. Rapports et différences avec les formations bauxitiques et les « terra rossa ». — B.S.G.F., (7), IX, p. 640-651, 3 fig.
- STRAKHOV N. M. 1958: Les Bauxites, leur minéralogie et leur genèse. — Moscou, 26 articles, 488 p., fig., planches, (Trad. BRGM 2640.)
- VADÁSZ E. 1956: Bauxite et terra rossa. — Acta Geol., IV, p. 175-182.

- VALETON I. 1966 : Sur la genèse des gisements de bauxite du Sud-Est de la France. — Bull. Soc. géol. France, (7), VIII, p. 685-701, 8 fig., 1 pl.
- VOLKOV A. — N. 1958 : Les Bauxites du Kazakhstan et leur genèse. — in : STRAKHOV 1958. art. 19, p. 393-415, 4 fig.
- WEISSE J. — G. DE 1948 : Les bauxites de l'Europe centrale (Province dinarique et Hongrie). — Bull. lab. Géol. minér. Géophysique Univ. Lausanne. Thèse, 87, 162 p., 14 fig., 5 tabl. 3 pl.
- WEISSE J. — G. DE 1963 : Bauxite latéritique et bauxite karstique. — Acad. yougos. Sciences et Arts. Symposium Bauxites, Zagreb, I, pl. 7-29.

ANTOINE BONTE
Université de Lille
Laboratoire de Géologie Appliquée
Lille
(France)

COMPARAISON DES BAUXITES DE KARST

par

Gy. BÁRDOSSY

(Hongrie)

INTRODUCTION

Nous allons utiliser dans cet article la classification des gisements de bauxite de BUSHINSKY (1967) modifiée par nos propres idées :

A) Gisements résiduels, formés sur des roches alumosilicatées (« *bauxites latéritiques* »).

B) Gisements sédimentaires (allochtones) sur des roches alumosilicatées (type Tikhvin).

C) Gisements sur la surface de roches carbonatées (« *bauxites de karst* »).

1. Gisements allochtones de composition pétrographique complexe ou « gisements des contacts » (type Kasachstan, Mandra)
2. Gisements allochtones et paraallochtones de composition simple : bauxite-argile ou « gisements aréales » (type « méditerranéen »)
3. Gisements résiduels sur un mur carbonaté (type Ariège)
4. Gisements d'infiltration avec bauxite sans titane (type Tulska-Riasansk)

1. RAPPORT ENTRE LES BAUXITES DE KARST ET L'ÉVOLUTION TECTONIQUE

De nos jours tout le monde est d'accord sur le fait que la bauxite ne se forme que dans des conditions climatiques bien définies des zones tropicales et subtropicales. Mais la bauxite ne se formait pas partout où les conditions climatiques étaient favorables. C'est l'évolution tectonique qui au delà du climat détermine la répartition des gisements, leur fréquence et leur quantité. D'abord on peut constater que la plupart des gisements latéritiques se trouvent sur des anciennes plateformes, la plupart des bauxites de karst dans les zones des grandes chaînes plissées. C'est pourquoi quelques géologues les ont dénommées « bauxites des plateformes » et « bauxites géosynclinales ». Ils prétendent qu'elles se limitent strictement d'une part aux plateformes, d'autre part aux zones géosynclinales (PEJVE 1947, GORECKY 1949, 1960). Cette prétention outrancière était rectifiée par BUSHINSKY (1967).

Il y a des bauxites de karst dans les zones de transition vers les plateformes (p. e. Sardaigne), sur les massifs centraux (p. e. Montagne Centrale de

Transdanubie; sur le massif de l'Èbre) et même sur les plateformes (p. e. Maktesh Ramon en Izraël, Montagne Tjiman en USSR). D'autre part on trouve des coupes latéritiques dans les chaînes géosynclinales aussi (p. e. en Grèce, en Oregon USA, dans les montagnes d'Oural et de Tourkestan en USSR, sur les Iles Philippines).

La plupart des bauxites de karst sont rattachées à l'orogénèse «alpine», commençant à la Jamaïque et se terminant au Pakistan. Leur âge est mésozoïque et tertiaire. En ce qui concerne les chaînes «hercyniennes» on trouve des bauxites dans les montagnes de l'Oural, du Tourkestan et de Salaïr en USSR et dans plusieurs régions de la Chine. Leur âge est partout paléozoïque. Nous ne connaissons qu'un seul gisement rattaché à l'orogénèse «calédonienne» et c'est celui de Boksonsk dans la montagne de Salaïr en USSR. Son âge est Cambrien.

Les gisements sont situés partout dans la même étape de l'évolution tectonique de ces chaînes orogéniques: Il ne se formait pas de bauxite pendant la première phase de l'évolution géosynclinale, caractérisée par une subsidence continue, une sédimentation pélagique et par place volcanique. La phase suivante de l'évolution tectonique était favorable pour la formation de la bauxite: de courtes émerSIONS alternaient avec des subsidences dans une mer peu profonde. Plusieurs fois des roches carbonatées ont émergé, leur surface se karstifiait et devenait le mur de la bauxite.

Des mouvements tectoniques relativement faibles de cette période pouvaient jouer un rôle direct dans l'accumulation des gisements. C'était prouvé par une analyse tectonique très détaillée des Montagnes Centrales de Transdanubie (SZANTNER et SZABÓ 1962, SZANTNER 1970) où la bauxite s'est accumulée surtout dans de petits grabens tectoniques ou le long de failles «préformatives» se formant juste avant l'arrivée de la bauxite.

Pendant cette phase, les zones géosynclinales proprement dites se caractérisaient par une grande mobilité. Des émerSIONS et des subsidences se répétaient plusieurs fois et plusieurs niveaux bauxitiques se formaient dans le même territoire pendant des lacunes stratigraphiques assez courtes. [P. e. dans la chaîne Dinarique on distingue 10 (GRUBIĆ 1970), dans la chaîne Hellénique 7 (PAPASTAMATIOU 1966), dans les Pyrénées 4 (COMBES 1969), dans la montagne Oural 4 (GLADKOVSKY 1970) et dans la montagne de Tourkestan 5 (ABDULLAEV 1967, 1970) niveaux bauxitiques.]

Il y a même des gisements où l'on trouve plusieurs horizons bauxitiques dans le même profil: à Combe de Lé 5 niveaux individuels, à Codouls 3 niveaux de bauxitisation au sein du même gisement (COMBES 1969); à Gra ac-Vrace en Yougoslavie 3 niveaux de bauxitisation superposés (ŠINKOVEC 1969), au gisement d'Ivdjel — dans l'Oural — deux horizons bauxitiques isolés par une couche de calcaire (KNJASEVA 1966). Ce sont des oscillations tectoniques qui ont permis ces répétitions de la bauxite. Ils peuvent représenter des niveaux individuels de bauxitisation, mais il n'est pas exclu qu'une partie de ces horizons superposés corresponde seulement au remaniement des horizons plus anciennes.

La mobilité des massifs centraux, des zones de transition et des plateformes étant moins forte on ne trouve là qu'un, rarement 2 niveaux bauxitiques et la lacune stratigraphique, dans laquelle elles se trouvent est considérable-

ment plus longue (P. e. Bédarieux, massif de l'Ebre, Montagne Centrale de Transdanubie, Montagne Tjiman).

Pendant la même phase tectonique des gisements de bauxite ne se formaient pas dans les zones internes des géosynclinales où la sédimentation marine continuait sans lacune.

Dans le plupart des territoires bauxitiques la formation de la bauxite se terminait à un moment donné, bien que les conditions climatiques continuaient encore d'être favorables. L'évolution tectonique nous fournit une réponse à ce problème longtemps énigmatique: La phase d'orogénèse proprement dite qui suivait cette époque «bauxitogène» augmentait d'une manière fondamentale le relief de la région. Une forte érosion et sédimentation détritique commençait. Les coupes latéritiques préexistantes ont été rapidement érodées, leur matière se mélangeait pendant le transport aux sables et graviers. Sur la surface des roches carbonatées s'accumulaient des séries argilo-détritiques. Ces conditions rendent impossible l'accumulation pure de la bauxite.

Beaucoup plus tard, après l'érosion et la pénéplénisation de la chaîne orogénique peut recommencer la formation des bauxites, surtout en forme de coupes latéritiques. P.e. sur la chaîne hercynienne de la Bohême des coupes latéritiques se formaient pendant le Crétacé (KONTA et KUŽVART 1963).

2. LES PROBLÈMES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DES BAUXITES DE KARST

A) La matière initiale

Nous proposons de grouper comme suit les hypothèses qui sont très différentes et très nombreuses:

1. Résidus insolubles de la dissolution des calcaires et dolomies pures (*théorie terra-rossa*).
2. Résidus insolubles de marnes ou de séries alternantes d'argiles et de calcaires des régions avoisinantes des gisements.
3. Coupes latéritiques, formés sur des roches alumosilicatées (*théories latéritogènes*).
4. Bauxitisation sur place de tufs tombés sur la surface des roches carbonatées.
5. Dissolution de Al et Fe de roches volcaniques par des eaux thermales acides dans les régions d'un volcanisme actif.

On trouve souvent chez les partisans de ces différentes hypothèses une généralisation totale de leur idée et un rejet de toutes les autres. Regardons maintenant systématiquement les arguments apportés en faveur et contre chaque hypothèse:

1. *Théorie terra-rossa*. Arguments contre: La teneur très restreinte en Al, Fe et Ti des calcaires et des dolomies du mur, ce qui nécessite une élimination d'une couche trop épaisse pour l'accumulation des gisements. La lenteur du processus de la dissolution, ainsi la durée trop longue de la formation des bauxites. L'absence des minéraux lourds, détritiques de la bauxite dans les calcaires du mur - démontré par DEMANGEON (1965, 1970) pour les gisements occidentaux de l'Isthme durancien. Rappelons que la critique la plus détaillée de la théorie était donnée par VADÁSZ (1951).

Arguments en faveur de la théorie: Il y a des régions bauxitiques où il n'existe pas d'affleurements de roches alumosilicatées (p. e. Dalmatie), ou bien leur étendue est trop restreinte pour pouvoir expliquer les grands gisements de ces territoires (p.e. la Jamaïque). L'admission d'un transport restreint — concept de parautochtonie — diminue sensiblement l'épaisseur de la couche à dissoudre.

Sur les îles de la mer Caraïbe l'émersion était immédiatement suivie par l'altération superficielle des calcaires encore peu compacts et très poreux (p. e. «White limestone» en Jamaïque). Ces calcaires altèrent et se dissolvent très rapidement selon les observations de DE WEISSE (1964).

Enfin on a trouvé sur l'île de Rennel (l'Archipel des Salomons) sous la forêt vierge d'importantes quantités de bauxite reposant sur des calcaires coralliens-récifaux quaternaires. Sur l'île il n'y a pas de roches alumosilicatées, or la bauxite a dû se former à partir des calcaires du mur (Communication en lettre de DE WEISSE 1969).

2. *Dissolution de marnes.* On apporte contre cette idée surtout la mauvaise perméabilité et la capacité moins favorable pour l'altération superficielle de ces roches (DE WEISSE 1964).

En faveur parle surtout leur teneur élevée en Al, Fe et Ti, puis la fréquence de ces roches au voisinage immédiat de plusieurs régions bauxitiques. Elles étaient à la surface pendant l'époque de la formation des gisements et il semble vraisemblable que dans les conditions climatiques favorable à la bauxitisation leur altération superficielle était forte (ROUSSET 1968, DENZIZOT 1961).

3. *Théories latéritogènes.* Argument principal contre ces théories: Les surfaces karstiques ne présentent pas les caractères d'un bassin de sédimentation. Il est donc impossible — selon ces auteurs — d'admettre des apports fluviatils provenant de l'extérieur de la région karstique. Le plus, on dit que les bauxites de karst n'ont «aucun des caractères d'un sédiment détritique», puis, «le quartz et les micas, minéraux dominants de tout massif éruptif ou métamorphique, en sont pratiquement absents» (DE WEISSE 1964). Enfin on mentionne l'absence de coupes latéritiques au voisinage de presque toutes les bauxites de karst.

La karstification ultérieure du mur, démontrée dans la plupart de gisements (BONTE 1958, 1965, COMBES 1965, BUSHINSKY 1966, PAPASTAMATIOU 1966, VADÁSZ 1951, BÁRDOSY et MACK 1967) parle en faveur de la théorie. Il s'ensuit que la surface de la région des gisements était beaucoup moins accidentée qu'ont le voit aujourd'hui, ainsi un apport fluvial était bien possible.

Dans plusieurs gisements on a trouvé des structures de bauxite nettement détritiques avec stratification et un granuloclassement, même de véritables «grès» et «poudingues» de bauxite (BUSHINSKY 1964, 1966, NICOLAS 1968, ABDULLAEV 1967, 1976).

Dans les parties inférieures de certains gisements des minéraux détritiques sont considérablement enrichis dans la bauxite. [P.e. 1–2% de la tourmaline en Languedoc (COMBES 1969); des micas blancs dans la mine de Brauche-E de Brignoles (ROCH et LEICHA 1966).] Dans les gisements occidentaux de l'Isthme durancien la quantité et la taille des minéraux lourds de la bauxite diminue en fonction de la distance du Massif Central. L'ensemble des minéraux lourds correspond à celle des roches cristallines du Massif Central (DEMANGEON 1965,

1969). LUKOVIĆ (1959, 1960) a démontré dans la bauxite de Gronje Polje (Monténégro) des fragments de porphyrites. Ils proviennent vraisemblablement de la série ladinienne de «porphyrites et jaspes», largement répandue dans la région.

Dans le gisement d'Ivdjel (montagne Oural) il y a entre la bauxite et le calcaire du mur un grès argileux, d'une épaisseur d'un mètre, consistant en grains de feldspathe, de roches pyroclastiques altérées et de quartz dans une matrice argileuse (KNJASEVA 1966). Dans le gisement Mandra II en Grèce des grès argileux de 5 mètres d'épaisseur se situent entre la bauxite et son mur calcaire (PAPASTAMATIOU et MAKSIMOVIĆ 1970). Dans les gisements de Kasachstan et du SE des États-Unis on trouve entre la bauxite et le mur karstifié des sables argileux même parfois des sables fluviatils. Or dans ces gisements, un apport fluviatil sur une surface karstique est incontestable.

Enfin la raison pour laquelle les coupes latéritiques sont si rares au voisinage des bauxites de karst c'est l'érosion de la plupart d'entre elles à cause de leur position élevée par rapport à la région karstique. Remarquons que dans ces derniers temps on a trouvé en plusieurs endroits les vestiges d'anciennes coupes latéritiques au voisinage des gisements de bauxite de karst. [P.e. dans la montagne Oural (BUSHINSKY 1967); dans la montagne de Tourkestan (ABDULLAEV 1967, 1968), en Grèce (PAPASTAMATIOU 1966).]

4. *Théorie pyroclastique.* L'argument principal contre cette théorie est la manque d'un volcanisme contemporain dans la plupart des territoires bauxitiques, même à une distance de plusieurs centaines de kilomètres. De plus, dans la bauxite on ne trouve pas des vestiges de ces roches pyroclastiques.

Pour les partisans de la théorie il paraît invraisemblable que pendant la durée de la longue lacune stratigraphique de certains gisements des cendres volcaniques ne soient pas tombées même en quantité restreinte sur la région donnée. Ils argumentent avec la fréquence mesurée des tombées de cendres volcaniques actuelles (KALUGIN 1967). Ils prétendent ensuite que dans certains territoires les gisements de bauxite passent graduellement dans des formations pyroclastiques (p.e. montagne Oural et Salair). Cette opinion est contestée par plusieurs géologues travaillant dans ces territoires (BUSHINSKY 1967).

Tout récemment on a trouvé quelques indices qui parlent en faveur de la théorie dans le cas de certains gisements: Dans quelques gisements triasiques de la Slovénie il y a une mince couche de tuf ou de tuffite entre la bauxite et son mur carbonaté (BUSER et LUKACS 1970). GLADKOVSKY (1970) décrit dans la bauxite de l'Oural des intercalations minces, enrichies de grains de verre volcanique — en partie chloritisée —, en plagioclase, en pyroxène, titanomagnétite et ilménite.

5. *Théorie de la dissolution thermique-acide* (PEJVE 1947, ZELENOV 1960, 1963, 1965). L'argument principal contre cette théorie est comme dans le cas précédent, la manque d'un volcanisme contemporain. Les sources et rivières thermales acides actuelles ont vraiment une teneur très élevée en Al et Fe, mais elles contiennent très peu de titane (Kamchatka, Iles Kouriles en USSR). D'autre part les bauxites de karst sont toujours enrichies en titane — en moyenne 2-4 %. Ainsi ces précipitations ne correspondraient pas à la composition chimique des bauxites de karst.

Bien que nous ne connaissions aujourd'hui aucun gisement d'une telle genèse, on ne peut pas entièrement exclure la possibilité de ce mode de formation. On trouve dans plusieurs régions volcaniques les traces d'une dissolution importante d'Al et Fe («quartzites secondaires»). Il est possible que pendant des périodes particulièrement calmes, sans apports détritiques et argileux l'alumine et le fer dissous pouvait se précipiter dans des bassins lacustres ou marins et une matière riche en Al et Fe s'accumulait (BUSHINSKY 1966). Mais ces gisements hypothétiques doivent différer nettement des bauxites de karst dans leur composition chimique, minéralogique et pétrographique.

Remarquons enfin que dans son travail actuel GLADKOVSKY (1970) présente une hypothèse mixte, essentiellement endogène, comptant avec des processus de dissolution hydrothermale, d'activité pyroclastique et enfin de substitution métasomatique.

C o n c l u s i o n s concernant la matière initiale. A mon avis on ne peut ni généraliser ni exclure aucune de ces théories. Il y a des régions où le rôle de la dissolution des calcaires et dolomies pures me semble être le plus important (Jamaïque, Haïti, Dominica). Des anciennes coupes latéritiques ont fourni probablement la plupart du matériel initial des bauxites de Kasachstan, des montagnes Oural et Tourkestan et de la Grèce. On trouve des rapports avec l'altération superficielle des marnes en Roumanie (COCHET 1969), en Ariège et au NE de l'Espagne (COMBES 1969).

Je ne pense pas que des cendres volcaniques aient été la roche mère unique d'aucun des gisements connus, mais ils pouvaient contribuer à leur accumulation en Jamaïque (WATERMAN 1962, CLARKE 1966) dans l'Oural et en Slovénie.

A mon avis le cas le plus fréquent est une accumulation complexe à partir de roches mères différentes. C'est ce que je suppose pour les gisements de la Hongrie; BONTE (1965, 1970) et NICOLAS (1968) pour la Provence; DEMANGEON (1965, 1970) pour les Alpilles et le Languedoc; MARIĆ (1966) pour la Yougoslavie. Bien entendu les proportions des différentes roches mères varient aussi d'un territoire à l'autre.

B) Questions du transport

On peut distinguer trois idées fondamentales: l'autochtonie, la parautochtonie et l'allochtonie.

1. *Autochtonie.* Dans sa forme classique elle n'accepte aucun transport — la bauxite devait se former sur place à partir de son mur carbonaté. C'est la théorie terra-rossa de KISPATIĆ, TUĆAN, DOLFUSS et J. DE LAPARENT. Aujourd'hui l'autochtonie absolue n'est plus maintenue que par très peu de géologues (p. e. LUBOUL-RAZAVET et PÉRINET pour les Baux 1961).

La théorie pyroclastique est aussi autochtone, car selon ses partisans la bauxite se formait sur place à partir de tufs, tombés sur la surface karstifiée des roches carbonatées (WATERMAN 1962, KALUGIN 1967). Mais il n'y a qu'un seul endroit où une latéritisation sur place de laves et de tufs volcaniques était établie — sur un mur dolomitique. C'est l'île de Skopelos en Grèce (PAPASTAMATIOU 1964).

COMBES (1969) a démontré que les gisements de l'Ariège se formaient sur place à partir de marnes et d'argilites marines pendant de courtes émergences

sur une plaine littorale karstifiée. Ce sont ainsi des gisements résiduels, d'un caractère latéritique. Il faut les distinguer quand même des latérites proprement dites, car ils se sont formés sur un mur carbonaté, qui influençait profondément leur évolution. C'est pourquoi j'ai proposé de distinguer ce groupe particulier dans la classification des gisements de bauxite (No. 3 dans le cadre des bauxites de karst). Une origine analogue était envisagée par ŠINKOVEC (1969) pour le gisement de Vrace en Yougoslavie. La bauxite se formait selon cet auteur sur place à partir d'argiles fluviales — sur un soubassement carbonaté, karstifié.

2. *Parautochtonie*. On accepte des remaniements locaux qui ne dépassent pas les limites de la région karstique, ce qui correspond à une distance de quelques centaines de mètres jusqu'à 1–2 kilomètres. Selon les partisans de cette hypothèse des apports venant des régions alumosilicatées ne peuvent pas entrer à la surface karstique (RUSIKOV 1954, BONTE 1958, ROUSSET 1968, HOSE 1963, DE WEISSE 1964).

3. *Allochtonie*. On suppose des apports venant des affleurements ou des coupes latéritiques des roches alumosilicatées. Leur distance des gisements de bauxite est généralement 1–20 km. On a trouvé que cette distance est la plus petite aux gisements du type complexe (0,4–1,0 km) p.e. en Kasachstan. BUSHINSKY (1964, 1966) suppose que la distance maximale du transport ne dépasse pas 20–30 km, car la possibilité des contaminations augmente avec la distance. Il faut souligner que c'est une distance encore limitée par rapport aux roches argilo-détritiques où on compte souvent avec des distances de plusieurs centaines de kilomètres. C'était seulement ARCHANGELSKY (1937) qui supposait un transport de telles distances en forme de solutions ioniques dans les fleuves, mais ces idées généralisantes n'ont été pas vérifiées.

En ce qui concerne le mode du transport on peut distinguer deux idées fondamentales : celle de ROCH (1956, 1962) qui suppose un *transport éolien* pour les bauxites de la France. Tous les autres admettent un *transport fluvial*. Dans le cadre de ce dernier on peut distinguer les opinions suivantes :

a) *En forme de solutions ioniques* (ARCHANGELSKY 1937, HABERFELNER 1951, RUTTNER 1954, 1970, ZELENOV 1960, 1963, 1965, KIRPALJ 1964, CAILLÈRE et POBEGUIN 1964, PAPIU et MINZATU 1969).

b) *En solutions colloïdales, suspensions ou boues très fines* (MALIAVKIN 1934, KISS et VÖRÖS 1965, VALETON 1966, VARJU et NEMECZ 1967).

c) *En forme de boues grossières*, ainsi un mélange de grains très fins et plus ou moins grossiers (GLADKOVSKY et SHAROVA 1951, KROTOV 1958, BUSHINSKY 1964, 1966, LISICYNA et PASTOUCHOVA 1963, NICOLAS 1968).

Conclusions concernant le transport. A mon avis les gisements autochtones ne sont que de rares exceptions (Ile de Skopelos, Ariège, Vrace). Les gisements de la Jamaïque, Haïti, Dominica et quelques gisements en Yougoslavie sont probablement parautochtones, mais tous les autres sont allochtones.

En tenant compte des milliers d'analyses de l'eau des fleuves actuels un enrichissement des solutions ioniques de la triade Al-Fe-Ti doit être tout à fait exceptionnel. Selon les données de RUTTNER (1970) dans les «eaux-noires» de quelques fleuves dans la région de Rio Negro la teneur en Al dissous atteint 0,26–0,31 mg/l avec un pH très bas — 4,0 à 4,6. Mais arrivant à l'Amazonas

elles se mélangent aux boues argileuses de ce fleuve, ainsi ne donnent pas naissance à des sédiments de composition bauxitique.

Pour les gisements dont la bauxite est péritomorphe on peut admettre un transport en forme de solutions colloïdales ou boues très fines. Pour tout les gisements dont la structure est détritique parfois granuloclassée, il faut accepter un transport en forme de boues grossières. Nous connaissons des gisements où ces deux formes du transport se succèdent plusieurs fois, p. e. à Gánt.

J'estime que ce n'étaient pas de véritables fleuves, mais des *torrents temporaires* qui transportaient la matière pendant les grands pluies d'orage tropicales à une distance de quelques centaines de mètres, au maximum à 1-2 kilomètres. Ces transports se répétaient plusieurs fois, jusqu'à l'arrivée de la bauxite à sa place actuelle. C'est vérifié par les galets de bauxite renfermant des grains détritiques de bauxite, des pisolites cassés — trouvés dans plusieurs gisements de bauxite. Pendant ce transport le climat restait favorable pour la bauxitisation et il n'y avait pas de contaminations importantes (sables et galets de quartz, etc.), car pendant cette époque de l'évolution géotectonique le relief était peu accidenté. Dans ces conditions la bauxitisation se poursuivait pendant ce transport.

Je propose de désigner cette forme du transport comme «*remaniements primaires*». Il faut la distinguer nettement des *remaniements secondaires* qui se sont produits beaucoup plus tard, après la phase orogénique, quand l'érosion enlevait par place les couches du toit de la bauxite. Ils produisent une contamination de la bauxite avec de l'argile et de sable, une détérioration de sa qualité et enfin sa destruction totale.

C) Le rapport de la bauxite et son mur

Nous ne connaissons qu'un seul gisement où la bauxite se développe graduellement par sédimentation continue d'un calcaire lagunaire. C'est Kefanédes dans la montagne Helicon (PAPASTAMATIOU 1965). Tout récemment BUSER et LUKACS (1970) supposent que le petit gisement près de Gorica en Slovénie se situe sans interruption de la sédimentation continue dans la série des calcaires turoniens à Rudistes.

Le degré de la karstification du mur est très différent: quelquefois on ne voit, qu'une ondulation très restreinte (p. e. quelques gisements en Ariège, Dalmatie et dans la montagne Parnassos). Les plus fréquents sont les variations verticales des formes karstiques d'ordre de 1 à 5 mètres. Enfin les poches et entonnoirs karstiques de 10 à 60 mètres de profondeur sont moins fréquents (p. e. Bédarieux, le Haut-Var, Istrie, Nyírad). Ils se situent souvent dans les parties périphériques des régions bauxitiques, un peu plus élevées que les autres.

On donnait plusieurs explications pour ces différences. Selon DE WEISSE (1964): «D'une manière générale le relief est plus accentué sur les calcaires que sur les dolomies en raison de la solubilité moins grande de ces dernières.» Mais au moins pour la Hongrie ce n'est pas valable: poches profondes à Nyírad sur la dolomie et à quelques kilomètres de distance surface moyennement karstifiée à Halimba sur le calcaire type «Dachstein». SZABÓ P. Z. (1960)

supposait que c'est la profondeur de la nappe des eaux karstiques qui déterminait le degré de la karstification. Mais cela n'explique qu'une partie des variations de la karstification.

C'est au cours des dernières années qu'on a démontré la continuation de la karstification après le dépôt de la bauxite (BONTE 1958, 1965, PAPASTAMATIOU 1964, CLARK 1965, CLARKE 1966, SAKAČ 1966, BÁRDOSY et MACK 1967). Une preuve indiscutable de ce phénomène était fourni par le gisement de Terrefort en Ariège, où les formes karstiques se développaient au contact de la bauxite et son toit après le renversement tectonique du gisement (COMBES 1965). Bien entendu, le rapport de la karstification primaire et ultérieure peut varier considérablement d'un gisement à l'autre. BONTE (1970) suppose que la plus grande partie de la karstification s'effectue tout de suite après le dépôt de la matière initiale de la bauxite en corrélation étroite avec la bauxitisation de cette matière. Beaucoup plus tard, après l'érosion partielle du toit, une dissolution subactuelle peut se surimposer à la karstification originelle (p. e. Combecave près de Brignoles).

Dans les montagnes Oural et Tourkestan on trouve souvent une «brèche» entre la bauxite et son mur. Elle consiste en blocs de calcaire du mur, flottant dans une pâte bauxitique. Selon les études de BUSHINSKY (1966), de KNJASEVA (1966) et d'ABDULLAEV (1968) cette brèche s'est formée sur place par la karstification ultérieure du mur.

Le mur est le plus souvent calcaire; les dolomies et calcaires dolomitiques sont moins fréquents. Les calcaires marneux, siliceux, bitumineux ou des marnes sont très rares. Il semble que la bauxite «évite» ces roches même dans le cadre d'un gisement donné; p. e. à Iszkaszentgyörgy en Hongrie la bauxite repose sur la surface érodée des formations triasiques. Les gisements se terminent exactement là où selon le pendage monoclinale des couches du mur la dolomie du Trias supérieur et moyen passe dans des grès marneux et marnes du Trias inférieur.

Le faciès du mur est toujours marin, le plus souvent littoral ou récifal. Les bauxites reposant sur un mur saumâtre sont rares. Nous ne connaissons aucun gisement sur des faciès lacustres, continentaux ou d'une mer profonde et océanique.

Dans certains gisements il y a des apports «étrangers» entre la bauxite et son mur. P. e. à Ollières (Provence) une brèche à éléments urgoniens sur un mur portlandien (NICOLAS, ESTERLE 1965); une couche de grès argileux d'un mètre d'épaisseur dans le gisement d'Ivdjel dans l'Oural (KNJASEVA 1966). Les gisements du type complexe se caractérisent par des apports argilo-détritiques de plusieurs mètres d'épaisseur entre la bauxite et son mur (p. e. Kasachstan, SE des États-Unis, Mandra II en Grèce). Tous ces apports étrangers sont intimement liés à la formation de la bauxite et sont indépendants du mur.

On trouve dans plusieurs gisements une croûte de quelques centimètres d'épaisseur sur la surface du mur. Elle est enrichie en fer et en manganèse et contient par place des nœuds de gibbsite, halloysite, takovite, etc. A mon avis cette croûte est une formation épigénétique, parfois même subactuelle qui n'existait pas encore dans le temps de la formation et l'accumulation de la bauxite.

D) Le rapport de la bauxite et de son toit

De toutes les régions bauxitiques du type karstique c'est seulement en Jamaïque, Haïti et Dominica que la formation de la bauxite n'était pas suivie par un dépôt plus ou moins important du toit. La haute porosité et plusieurs caractères pétrographiques de ces bauxites résultent de cette particularité de leur histoire.

Le toit suit sur la bauxite soit avec une lacune de sédimentation, soit progressivement, sans lacune. *La lacune* est marquée par des irrégularités d'érosion de la surface de la bauxite, par de petits lits de cours d'eau (p.e. au gisement Eufaula en Alabama, USA: WARREN et CLARKE 1965); par des formes de desiccation — «sun cracks» (p. e. montagne Oural: BUSHINSKY 1964; Matese en Italie: D'ARGENIO 1963) ou simplement par un contact net entre la bauxite et le toit.

Là où le toit suit *progressivement*, sans lacune, des roches de transition se développaient: p.e. dans un secteur du bassin de Halimba (Hongrie) la bauxite passe progressivement dans une *bauxite dolomitique*, puis dans une *dolomie bauxitique* pour terminer avec un toit soit dolomitique, soit marneux d'eau douce. Dans les gisements de la Provence, NICOLAS et ses collaborateurs (1968) ont établi des passages progressifs comme bauxite-calcaire; bauxite-lignite; bauxite-grès argileux; bauxite-argile. Dans la montagne Oural le passage vers les calcaires et marnes du toit se fait par l'intermédiaire des bauxites noires bitumineuses, sidéritiques et par des marnes bauxitiques, noires (KNJASEVA 1966).

Le faciès du toit immédiat est le plus souvent continental: marécageux, fluvial ou lacustre. Dans la plupart des territoires bauxitiques le toit immédiat est couvert par une série transgressive d'abord lagunaire, saumâtre, puis littorale. L'épaisseur de cette série transgressive jusqu'à la stabilisation des conditions marines caractérise à mon avis la mobilité de la région donnée: Dans les zones géosynclinales proprement dites la transgression est rapide, l'épaisseur de la série se limite à quelques mètres, même par endroits à quelques centimètres. En certains gisements la bauxite est immédiatement surmontée par des formations marines, ou bien sa partie supérieure était déjà déposée dans des conditions lagunaires ou littorales (Mazaugues: NICOLAS 1968; montagne Oural). La mobilité de certaines régions a créé des oscillations produisant des surfaces d'érosion au sein de la bauxite, ou bien des niveaux de bauxite, superposés l'un sur l'autre (p. e. Ariège, Oural).

Dans les régions des massifs centraux et de la transition vers les plateformes la mobilité étant moins forte, la transgression était beaucoup plus lente. P. e. dans la Montagne Centrale de Transdanubie l'épaisseur de la série transgressive varie entre 20 et 100 mètres.

Il y a enfin quelques gisements qui n'ont été jamais atteints par des faciès marins. P.e. la région des Alpilles et celle du Haut Var où la sédimentation du toit restait lacustre et continentale.

E) Des fossiles dans la bauxite, comme indicateurs du faciès de la déposition

La rareté de fossiles dans les bauxites de karst est bien connue. Selon VADÁSZ (1951) elle est expliquée par leur formation continentale d'une part et ses propriétés spéciales d'autre part qui ne facilitent pas la fossilisation des organismes.

Le plus fréquemment on trouve des débris végétaux, indiquant unanimement un climat tropical ou subtropical, mais qui ne nous aident pas à déterminer le faciès de la déposition.

Des *Gastéropodes* d'eau douce ont été décrits à Halimba (BARNABÁS 1961), en Albanie (BARNABÁS 1961) et en Turquie (GÖKSU 1954). NICOLAS et ESTERLE (1965) ont trouvé des *Paludines* d'eau douce dans la partie centrale du gisement de Mazaugues ; dans la partie sommitale des *Rhynchonelles* et des *Terebratules* marines, ce qui indique un changement graduel du faciès de la déposition au sein de la bauxite.

Dans la montagne Oural la partie supérieure des gisements — la bauxite grise et verte — contient une faune nettement marine (*Amphipores*, *Foraminifères*, *Algues* à chaux, *Tentaculata*). En quelques endroits on a trouvé des intercalations du calcaire marin dans les parties centrales et inférieures de la bauxite. DEMENTIEV et RODTCHENKO (1966) en tiraient la conclusion que toutes les bauxites de la région se déposaient dans les parties littorales de la mer, dans des baies ou dans des lagunes ouvertes. Cependant plusieurs géologues maintiennent que la partie inférieure, rouge des gisements est continentale (BUSHINSKY 1970).

BADOUX et DE WEISSE (1959) ont démontré dans la bauxite de Dréveneuse (Suisse) une mince bande — épaisseur 0,3 à 0,5 mètres — de lumachelle avec des *Astarte rayensis*. Cette intercalation indique selon les auteurs l'arrivée des eaux saumâtres de la mer à *Mytilus*. SAKAČ (1966) a démontré dans les gisements de Lrniš et d'Imotski des *Gastéropodes*, des *Lamellibranches* et des *Bryozoaires* marins. A son avis ces bauxites se déposaient dans la mer, pas loin de la côte. Il admet en même temps que la plupart des bauxites de Yougoslavie sont vraiment continentales. La bauxite de Petroviči au Monténégro contient des intercalations calcaires à *Clypeina jurassica* (GRUBIĆ 1970). BUSER et LUKACS (1970) ont trouvé des *Coralliaires* oligocènes au sommet de la bauxite au Nord de la Slovénie. Le toit immédiat est ici un calcaire oligocène à *Coralliaires* et à *Lithothamnies*. Quelques bauxites créacées de Slovénie contiennent de minces intercalations argileuses renfermant des *Radiolaires*.

Les dents de requin trouvés en Jamaïque entre la bauxite et son mur (EYLES 1959) restent encore un problème énigmatique.

En conclusion : Ces trouvailles de fossiles nous indiquent que bien que la plupart des bauxites de karst se soient déposées dans des conditions continentales (marécageuses ou lacustre), elles pouvaient se déposer dans des conditions lagunaires et littorales aussi. Bien entendu il faut toujours faire attention à l'interprétation des fossiles marins dans la bauxite, surtout dans sa partie sommitale : « Au sud de Pnom-Pen, au Cambodge, on observe nettement l'enfoncement de la latérite sous la mer, à la suite d'un récent basculement. Aujourd'hui dans les cavités de la latérite sont logées de très nombreuses coquilles marines vivantes. Un observateur superficiel, ou pressé, pourrait dire que la latérite a pris naissance en mer ». (ROCH 1970, communication en lettre.)

F) Les passages latéraux, hétéropiques

Il est difficile de déceler les passages latéraux des gisements, à cause de leur emplacement dans des lacunes stratigraphiques et des érosions qui se sont produites simultanément ou ultérieurement à leur formation. La première question qu'on peut poser c'est à *quelle distance se trouvaient des séries marines continues, contemporaines aux bauxites?*

Là où la partie sommitale des gisements est marine, le passage latéral est également direct vers des formations marines. (P. e. les gisements du Nord Oural passent latéralement dans des marnes puis des calcaires marins.) Où la bauxite reste continentale les études paléogéographiques démontrent une distance relativement courte (1–10 km), surtout dans les zones géosynclinales. Mais dans les zones de transition vers les plateformes et sur les massifs centraux la distance peut atteindre 30–40 km (p. e. Bédarieux). En Hongrie selon les études paléogéographiques de FÜLÖP (1964) des formations marines se déposaient pendant le Crétacé inférieur à une distance de 10–20 km des gisements. Mais après leur «remaniements primaires» répétés, au temps de leur déposition finale (du Sénomien jusqu'à l'Eocène moyen) nous ne trouvons de séries marines contemporaines qu'à une distance de plus de 100 kilomètres.

Nous connaissons très peu de sédiments contemporains qui se soient déposés entre les gisements et la côte de la mer. La zone est généralement stérile ou bien contient peu d'argile kaolinique ou d'argile bauxitique. Généralement la lacune stratigraphique devient de plus en plus courte vers la mer. En Campanian, Italie, une transgression locale divise en deux cette zone, chacune avec un mince niveau d'argile bauxitique (D'ARGENIO 1963). En Alabama, USA, les sables argileux renfermant les lentilles de bauxite (type «complexe») deviennent d'abord stériles, les argiles kaoliniques deviennent montmorillonitiques, enfin les sables fluviaux passent aux grès marins (CLARKE 1966).

Vers le continent il est encore plus difficile de trouver des faciès hétéropiques, car ces roches en position plus élevée pouvaient être encore plus facilement érodées. A une distance de quelques centaines de mètres, jusqu'à 1–2 km des gisements du type «complexe» on trouve les vestiges des profils latéritiques dont ils dérivent; entre les deux les débris grossiers du remaniement des profils latéritiques (p. e. Arkaluk, Krasnooktjabrsk, Werchnje-Tobolsk en Kasachstan).

On a réussi à trouver des vestiges des anciennes coupes latéritiques dans les gisements du type méditerranéen aussi. Dans l'Oural Nord à une distance de 10–20 km (BUSHINSKY 1967), dans la montagne de Tourkestan dans la même distance (ABDULLAEV 1968). En Grèce il y a des coupes latéritiques près d'Athènes et dans la région de Lokris à une distance de 5 à 30 km des gisements. Ce sont des latérites essentiellement ferrifères, mais déjà à une distance de quelques kilomètres vers l'ouest leur matière remaniée sur des calcaires est considérablement enrichie en alumine (ARONIS 1955, PAPASTAMATIOU 1964, 1965, 1966).

Dans d'autres régions, comme en France, Hongrie, Yougoslavie, Italie il n'a pas réussi à trouver des coupes latéritiques contemporaines aux gisements de bauxite. En Hongrie on ne voit qu'un passage graduel vers des argiles bauxitiques réfractaires. En Turquie on a démontré au bord des régions bau-

xitiques des grès et plus loin des conglomérats d'un ciment à diaspore et hématite (WIPPERN 1965). Dans la montagne Saïan, en Sibérie, la bauxite passe d'abord aux argiles, puis aux grès, enfin aux conglomérats (ORLOVA 1958).

Il faut enfin souligner qu'en plusieurs territoires bauxitiques le problème des passages latéraux n'était encore abordé, que d'une manière préliminaire.

G) Problèmes paléogéographiques de la bauxitisation

On peut distinguer deux conceptions fondamentales :

1. La bauxite est arrivée à sa place actuelle sous forme de bauxite déjà constituée. Il n'y a plus de bauxitisation après le dépôt définitif (ERHART 1956, MALIAVKIN 1937).

2. La bauxitisation intervient après le dépôt de la matière initiale d'une composition argileuse (DE WEISSE 1964, BONTE 1958, ROCH 1959, VALETON 1966).

La théorie «*latéritogène-sédimentaire-diagénétique*» de BUSHINSKY (1964, 1966) se situe entre ces deux extrêmes. Il suppose que la bauxitisation s'est produite en partie encore dans la coupe latéritique initiale, mais en partie aussi après le dépôt définitif, d'une manière diagénétique. Les études pétrographiques très détaillées de LISICYNA et PASTOUCHOVA (1963) ont apporté des preuves directes de bauxitisation après le dépôt. Elles considèrent ce processus comme une latéritisation «secondaire» soulignant sa similarité avec la latéritisation «primaire» des coupes latéritiques proprement dites.

Les idées analogues ont été énoncées par NICOLAS (1968) pour les bauxites de la France. Il accorde une importance particulière à la possibilité d'une bauxitisation au *cours des remaniements primaires*. Pour les bauxites de la Hongrie VADÁSZ a depuis longtemps (1951) distingué cette possibilité de la bauxitisation.

Soulignons que toutes ces hypothèses présument une bauxitisation analogue à celle qui se déroule dans les profils latéritiques. C'est ainsi un phénomène de lessivage dans des conditions oxidatives. Pour les bauxites réduites du gisement d'Ivdjel (Oural Nord), KNJASEVA (1966) suppose une bauxitisation particulière d'un caractère réducteur: Des acides organiques réducteurs venant du toit, riche en H_2S et matière organique, auraient détruit les minéraux argileux et puis éliminé la silice.

A mon avis ces opinions différentes ne sont pas en contradiction si on ne veut pas les généraliser pour la totalité des gisements: Là où la bauxite repose sur un mur d'une perméabilité mauvaise et le toit suit sur la bauxite sans lacune, il n'y avait ni temps ni possibilité pour une bauxitisation après le dépôt définitif. Ainsi elle devait arriver comme bauxite déjà constituée. Mais là où elle repose sur un mur d'une bonne perméabilité, au dessus du niveau des eaux karstiques et il y avait une lacune de sédimentation vers le toit on ne peut pas exclure la possibilité d'une bauxitisation après le dépôt définitif. Par exemple les grandes différences de qualité des bauxites de Nyirád et de Halimba — à une distance de quelques kilomètres — peuvent être expliquées par les différences décrites ci dessus. BONTE (1970) a trouvé également qu'à Combecave l'évolution de la bauxite est la plus complète là où le mur est fortement diaclasé.

J'estime que la bauxitisation primaire dans les coupes latéritiques et puis au cours des remaniements primaires est aussi acceptable. Mais à mon opinion la bauxitisation réductrice, décrite par KNJASEVA n'est qu'un cas exceptionnel.

Il existe jusqu'à nos jours une opinion générale que la latéritisation est un phénomène extrêmement lent, qui nécessite des époques géologiques entières pour sa réalisation. Il est difficile d'expliquer par cette conception la formation des gisements qui se situent dans des lacunes stratigraphiques très courtes, sinon comptant avec des remaniements d'horizons bauxitiques plus anciens. Selon DE WEISSE (1964) l'épaisseur des gisements est proportionnelle à la durée de la lacune. Mais cela ne se tient pas partout. P. e. des gisements importants en Grèce et en Yougoslavie dans des lacunes courtes. Les dernières études de COMBES (1968, 1969) en Ariège ont démontré des bauxitisations très rapides qui se produisaient pendant de courtes régressions de la mer sur la plaine littorale. Aussi dans les régions de la latéritisation actuelle on a démontré en plusieurs endroits la rapidité de ce processus, si les conditions sont favorables. Il faut tenir compte de cela aussi pour les bauxites de karst.

J'estime que c'est exactement le mur carbonaté karstifié qui par ces particularités chimiques et minéralogiques et par sa bonne perméabilité favorise la bauxitisation. Entre autres c'est aussi une cause de la liaison étroite entre la répartition des gisements de bauxite et les roches carbonatées karstifiées. C'est pour tout cela qu'on a raison de les nommer *bauxites de karst*.

H) Phénomènes secondaires

Après le dépôt du toit plusieurs phénomènes secondaires se manifestaient encore dans les gisements (pyritisation, réoxydation, sidéritisation, chamositisation, déferrification, resilification, etc). La dimension limitée de cet article ne permet pas d'aborder ces problèmes. Je me borne à souligner l'importance de leur détection qui permet de rétablir le caractère initial de la bauxite et les conditions paléogéographiques qui en dérivent.

CONCLUSIONS FINALES

1. Les bauxites de karst se limitent aux zones climatiques tropicales et subtropicales du passé de notre globe. Leur plupart se rattachent aux grandes chaînes orogéniques.

2. Elles se formaient dès le Cambrien jusqu'à nos jours pendant toutes les époques géologiques. Dans chaque système orogénique elles sont les plus fréquentes dans l'époque qui précède la phase orogénique proprement dite de la montagne.

3. Il y a des différences systématiques entre les gisements des bauxites de karst des zones géosynclinales proprement dites, les zones de transition vers les plateformes, les massifs centraux et les plateformes.

4. Il y a des types de transition entre les bauxites de karst et les bauxites latéritiques (Ariège, Vrace, Ile de Skopelos).

5. La plupart des bauxites de karst se formaient dans des conditions continentales, mais pas loin de la mer. Il y a aussi quelques gisements qui s'accumulaient dans les lagunes et dans les zones littorales de la mer.

6. Le mur carbonaté a joué dans la plupart des cas un rôle important dans la formation, l'accumulation et la préservation des gisements. Ainsi il est justifié de les nommer *bauxites de karst*, ce qui est une dénomination plus directe que les « bauxites géosynclinales ». D'ailleurs ce dernier nom n'est pas valable pour tous les gisements de bauxite de karst.

7. Les conditions paléogéographiques variaient beaucoup selon les différents territoires. Il est donc impossible de trouver une seule théorie de formation pour tous les gisements. Il y avait plusieurs modes de formation de bauxite dans les différents territoires.

8. L'étude paléogéographique approfondie de la région donnée, l'examen quantitatif minéralogique, pétrographique et chimique de la matière de la bauxite, sont les conditions fondamentales pour l'élaboration d'une hypothèse de la formation des gisements d'une région donnée.

9. C'est seulement après la description et évaluation monographique de toutes les régions bauxitiques que l'on peut faire une synthèse donnant le spectre entier de ces phénomènes avec ses analogies générales et ses différences locales.

La bibliographie complète de la géologie et minéralogie des bauxites, composée par l'auteur, était publié dans les « *Travaux de l'ICSOBA N° 5 et 7* ».

BÁRDOSSY GYÖRGY

*Magyar Tudományos Akadémia
Geokémiai Kutató Laboratórium
Budapest VIII., Múzeum krt. 4/a.
(Hongrie)*

REGIONAL BAUXITE GEOLOGY
LA GÉOLOGIE RÉGIONALE DES BAUXITES
REGIONALE BAUXITGEOLOGIE
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ БОКСИТОВ

DIE VERGLEICHENDE UNTERSUCHUNG DER CHARAKTERISTISCHEN BAUXITLAGERSTÄTTEN DES MITTELGEBIRGES VON DUNÁNTÚL

von

K. BARNABÁS
(Ungarn)

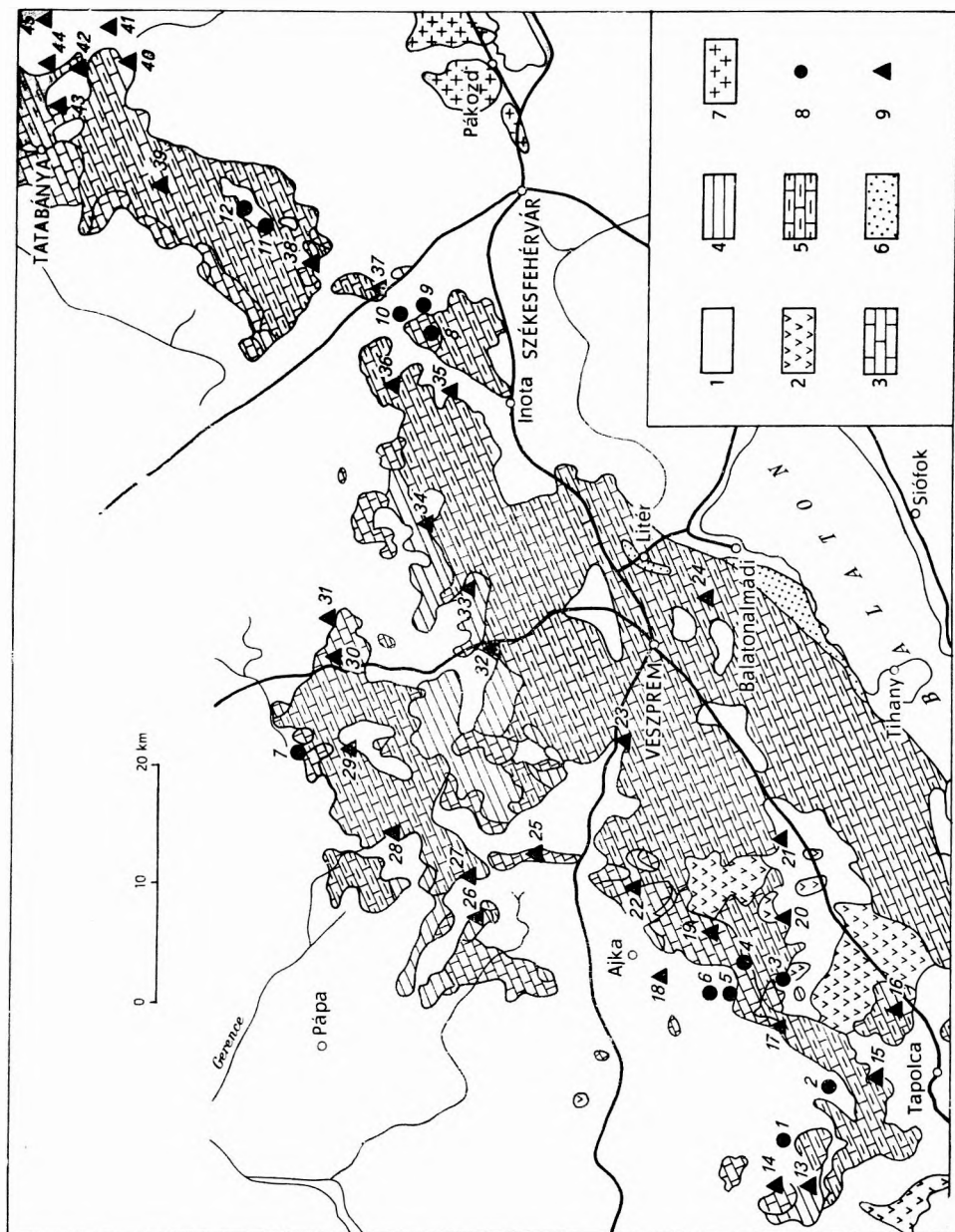
AUFGABE DER UNTERSUCHUNG UND AUSWAHL DES VERGLEICHSMATERIALS

In Ungarn sind zahlreiche Bauxitlagerstätten bekannt, hauptsächlich im Gebiet des Mittelgebirges von Dunántúl, aber verstreut auch in anderen Landesteilen, so z. B. in Südungarn auf dem Nagyarsány-Berg, auf dem Gebiet der Bergschollen am linken Donauufer (am Naszály und im Hügelgebiet von Nézsza), sowie Spuren in Nordungarn, in der Nähe von Aggtelek. Die wirtschaftlich bedeutendsten und gleichzeitig am besten erschlossenen und zur wissenschaftlichen Untersuchung am besten geeigneten Lagerstätten sind in den beiden westlichen Gliedern des Mittelgebirges von Dunántúl, im Bakony und im Vértes zu finden. Die Bauxitforschungen waren bereits vor Jahrzehnten vor allem auf diese beiden Gebiete gerichtet, wo im Laufe der Zeit die grössten Bauxitgruben des Landes entstanden: in Nyirád, Szóc, Halimba, Iszkaszentgyörgy und Gánt. Auf den Bauxitgebieten haben Tausende von Aufschlussbohrungen und die Grubenarbeiten zahlreiche Flöze aufgeschlossen und das ermöglicht deren eingehende vergleichende Untersuchung (Abb. 1.).

Diese Untersuchung hat die Aufgabe, die Beschaffenheit und Zusammensetzung einzelner charakteristischer Bauxitlagerstätten, sowie den Zusammenhang der Lagerstätten mit dem Hangenden und Liegenden zu prüfen. Die vergleichende Prüfmethode ermöglicht die Bewertung der Ähnlichkeit oder Abweichung und daraus eine eingehendere Bewertung der Wirkung der flözbildenden Vorgänge und der paläogeographischen Bedingungen.

Die Untersuchung strebt keine Vollkommenheit an und wünscht nicht den kompletten Aufbau aller verschiedenen Lagerstätten zu erforschen, sondern lediglich an einzelnen ausdrucksvollen Profilen einiger charakteristischer Bauxitlagerstätten die charakteristischen Eigenschaften und Eigenheiten aufzuzeigen, die dazu genügen, einen Vergleich auszuführen und daraus allgemeine Folgerungen abzuleiten.

Die Arbeit ist demgemäss hauptsächlich auf dem Prüfmaterial aufgebaut, welches von einigen gut erschlossenen Bauxitgebieten des Südbakony her stammt, doch werden auch Angaben von anderen Gebieten, z. B. aus anderen Teilen des Bakonygebirges und aus dem Vértes mit herangezogen. Es wird so versucht, sowohl die charakteristischen Einzelheiten, als auch die gebietsmässigen Unterschiede ausreichend vorzuführen.



DIE VERGLEICHENDE PRÜFUNG DER LAGERSTÄTTEN

Lagerstätten im Südbakony

Die Bauxitlagerstätten im Südbakony erstrecken sich in einem in etwa 30 km Länge von Südwesten nach Nordosten streichenden Zug von Sümeg ausgehend, über Nyirád, Szóc, Halimba und Ajka bis in die Gegend von Kislőd. Die Lagerstätten sind zum Grossteil in zwei grossen, charakteristischen und geologisch gut abgegrenzten Bauxitgebieten — dem von Nyirád und dem von Halimba—Szóc — zu finden. Etwas Bauxit ist auch südlich dieses Zuges am Véndekberg bei Zalahaláp, sowie in der Gegend von Hegyesd, Öcs und Nagyvázsony zu finden und zwar als grösstenteils erodierte Trümmer oder umgelagerte Reste der einstigen Flöze.

Im Südbakony arbeiten mehrere Bauxitgruben bei Nyirád, Halimba, Szóc und Kislőd; bei weitem die bedeutendsten sind die bei den beiden erstgenannten Gemeinden befindlichen Gruben. Im Gebiet von Nyirád bzw. von Halimba—Szóc ist der Bauxit in den folgenden stratigraphischen Horizonten zu finden (Abb. 2.):

zwischen Formationen

- der oberen Trias und der oberen Kreide;
- der oberen Trias und des unteren Eozäns;
- der oberen Trias und des Neogen-Quartärs;
- der oberen Kreide und des Untereozäns.

Auf Grund des geologischen Alters der liegenden und hangenden Formationen hat die Bauxitbildung in diesen Gebieten in der Turon-Stufe begonnen und am Ende der Kreide aufgehört; hinsichtlich der Zeitdauer war die Bauxitbildung an einzelnen Stellen 1. nur auf das Turon begrenzt, 2. überdauerte das Turon und Senon oder 3. trat nach Ablagerung der marinen Sedimente im Senon, darauffolgender Regression und Festlanderosion am Ende der oberen Kreide erneut auf. Die zum ersten Typ gehörigen Bauxitlagerstätten sind im Becken von Halimba, sowie in der Nähe von Ajka und Csabpuszta bei Csabrendek zu finden, die den Typ 2. darstellenden Lagerstätten finden sich am Südrand des Beckens von Halimba, in Szóc, sowie in der Gegend von Izamajor und Nagytárkánypuszta in Nyirád, die den Typ 3. darstellenden schliesslich in der Gegend von Ajka und Csabpuszta, sowie am Szőlőhegy in Sümeg.

Abb. 1. Kartenskizze der Bauxitvorkommen im Mittelgebirge von Dunántúl

1. Sedimentformationen aus dem Quartär und Jungtertiär, 2. jungtertiärer Basalt, 3. eozäne Sedimentformationen (Bauxit-Hangende), 4. kreide Sedimente (Bauxit-Hangende), 5. jurassische und triassische Sedimentformationen (Bauxit-Liegende), 6. permische Sedimentformationen, 7. paläozoischer Granit, 8. bedeutende Bauxitlagerstätten, 9. kleine Bauxitlagerstätten oder Bauxitspuren. — *Bauxitvorkommen*: 1. Nyirád—Nagytárkány, 2. Nyirád—Izamajor, 3. Szóc, 4. Halimba—Malomvölgy, 5. Halimba I—II, 6. Halimba III, 7. Fenyőfő—Bakonyszentlászló, 8. Iszkaszentgyörgy—Kincses und József, 9. Iszkaszentgyörgy—Bító, 10. Iszkaszentgyörgy—Rákhegy, 11. Gánt—Bagolyhegy, 12. Gánt—Újfeltárás und Harasztos, 13. Sümeg, 14. Csabpuszta, 15. Véndekhegy, 16. Hegyesd, 17. Vargatanya, 18. Ajka—Kolontár, 19. Kabhegy, 20. Öcs, 21. Nagyvázsony, 22. Kislőd—Öreghegy, 23. Márkó, 24. Szentkirályszabadja, 25. Csehbánya, 26. Bakonyjákó, 27. Iharút, 28. Bakonybél, 29. Porva, 30. Csesznek, 31. Dudar, 32. Eplény, 33. Alsópere, 34. Tés, 35. Bakonykúti, 36. Isztimér, 37. Magyaralmás, 38. Csákberény, 39. Vérteskozma, 40. Újbarok—Vázsonypuszta, 41. Óbarok, 42. Nagyegyháza, 43. Mesterberek, 44. Tükrősmajor, 45. Mány

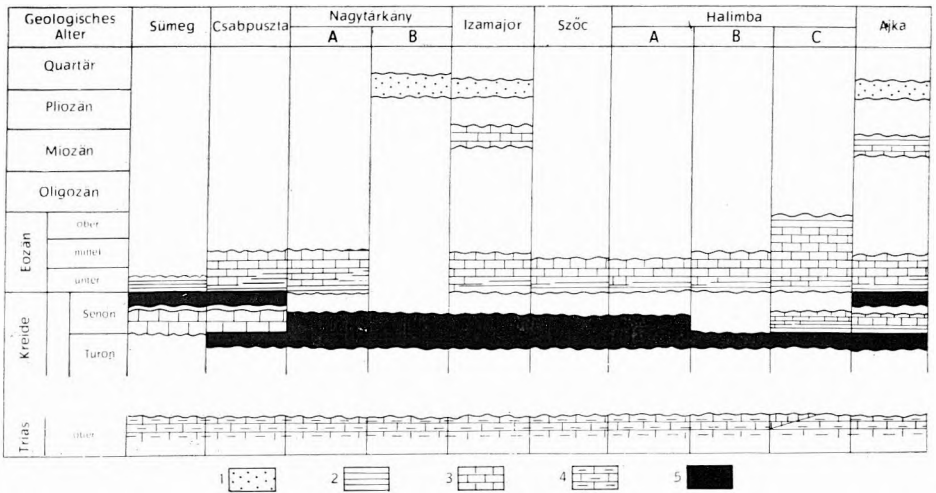


Abb. 2. Die stratigraphische Lage der Bauxithorizonte im Gebiet Halimba – Szöc – Nyírad
1. Sand, Kies, 2. Ton, Mergel, 3. Kalkstein, 4. Dolomit, 5. Bauxit

Die grösste zusammenhängende Bauxitformation des Südbakony befindet sich im Becken von *Halimba* (Abb. 3.); sie bildet ein Flöz von mehrere km² Ausdehnung mit einer Mächtigkeit von 1–35 m und ist vom Schichttyp. Das Liegende besteht aus obertriasischem norischem Dolomit (Hauptdolomit) oder rhätischem Dachsteinkalk, das Hangende am Südflügel des Beckens aus einem Schichtenkomplex aus dem Unter- und Mitteleozän, im Inneren des Beckens aus einem Oberkreide–Senon, Eozän- und Quartär-Schichtenkomplex. Die durchschnittliche Schichtenfolge des Hangenden des Bauxits am Südflügel ist die folgende:

- 0– 4 m Humus, Kalksteintrümmer, Sand und Ton. Quartär.
- 30–60 m Nummulitenkalkstein und Mergel. Mitteleozän.
- 5–10 m Miliolinen- und Alveolinenkalkstein und Mergel. Untereozän.
- 1– 6 m Mergel und kohlehaltiger Ton mit einer für Brackwasser charakteristischen Fauna. Untereozän.

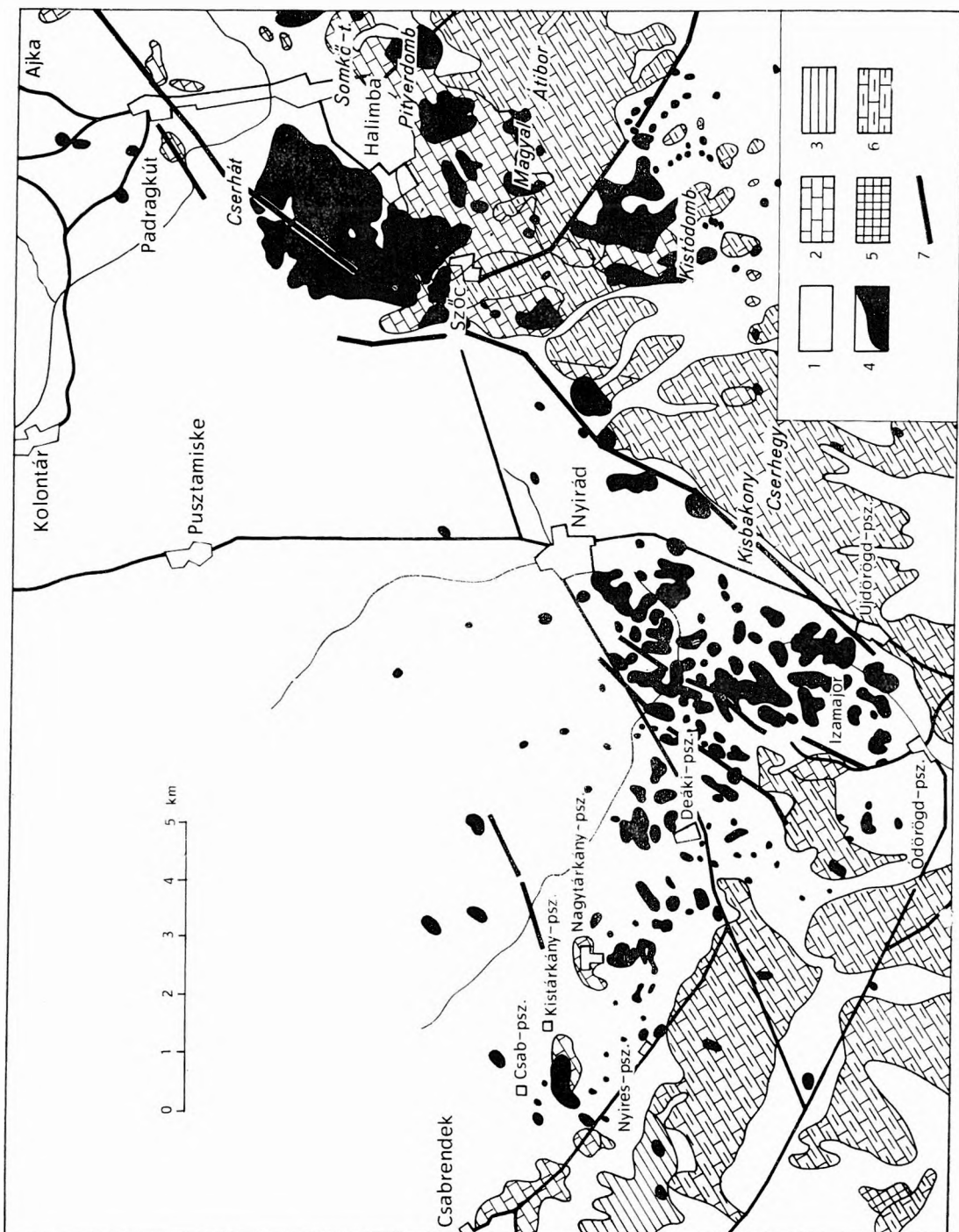
Der Aufbau des unter dem eozänen Hangenden befindlichen Flözteil wird an den drei, aus der im Tiefbau betriebenen Grube Halimba I. (Cseres) stammenden Profilen gezeigt.

Die Berührung des Flözes mit dem Liegenden zeigt das folgende Profil (Abb. 4.):

(A) Dunkler, rostbrauner, harter Bauxit mit vielen braunen Oolithen (Körpern mit Kugelschalenstruktur und Durchmessern unter 2 mm). Die Zusammensetzung des Bauxits ist: 57,3% Al₂O₃, 8,1% SiO₂, 18,6% Fe₂O₃, 2,5% TiO₂, 13,5% Glühverlust.

Abb. 3. Geologische Kartenskizze des Bauxitgebietes Halimba – Szöc – Nyírad

- 1. Jungtertiäre und quartäre Kies, Sand, Ton, Kalkstein, 2. mitteleozäne Kalksteine, 3. oberkreide Kalksteine, 4. Bauxit und bauxitischer Ton (unter der Oberfläche), 5. unterjurassische Kalksteine, 6. obertriasische Dolomite, 7. Bruchlinien



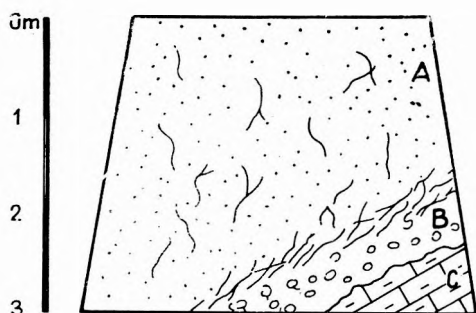


Abb. 4. Grube Halimba I. Profil des Kontaktes der Bauxitlagerstätte mit dem liegenden Dolomit

A = dunkelrostbrauner, harter oolithischer Bauxit, B = rostroter, eisenarmer Ton mit Dolomitmiesen und winkligem Schutt, C = obertriasischer Dolomit

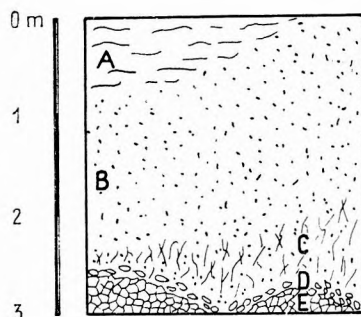


Abb. 5. Grube Halimba I. Profil der Bauxitlagerstätte

A = untereoazäner, kohleführender, pyrit-haltiger Ton, B = hellgrauer, pyrit-haltiger, bauxitführender Ton, C = dunkelrostbrauner, oolithischer Bauxit, D = Ton mit Dolomitschutt und Schotter, E = harte Dolomitbrekzie

(B) Rostroter, kalkhaltiger, eisenarmer (4,1% Fe_2O_3 Gehalt), titanfreier Ton mit vielen, wenig abgerundeten Dolomitmiesen mit 0,5–1,5 cm Durchmesser und eckigem Dolomitschutt.

(C) Ober-triasischer Dolomit. Das Gestein ist verklüftet und die Risse sind in der Nähe der Dolomitoberfläche, unmittelbar unter dem Bauxitkomplex durch roten Ton ausgefüllt. Die Dolomitoberfläche ist ungleichmässig und gegen das untere Glied des Bauxitkomplexes, den rostroten Ton, scharf abgegrenzt.

In der Nähe hat eine andere Strecke den dünnen Bauxitkomplex in seiner ganzen Dicke überquert. Das Aufschlussprofil ist wie folgt (Abb. 5.):

(A) Fleckig-heller und dunkelgrauer, kohlehaltiger Untereozän-Ton, der verstreut graue Oolithe und in bedeutenden Mengen Pyritkörner, -Knollen, und -Adern enthält. Er geht nach unten allmählich in bauxithaltigen Ton über.

(B) Hellgrauer bauxitischer Ton, stellenweise mit Gruppen von dunkelgrauen Oolithen, ausserdem mit zahlreichen Pyritkörnern, -Kristallen und Pyritröhrchen. Die chemische Zusammensetzung ist in der Rubrik B der Tabelle 1. angeführt.

(C) Dunkelrostbrauner oolithischer Bauxit, stellenweise mit hellgelben Flecken. Die Zusammensetzung ist in der Rubrik C der Tabelle 1. zu finden.

Tabelle 1.

Chemische Analysen

Komponente	Gehalt in %	
	B	C
Al_2O_3	27,84	61,22
SiO_2	24,20	6,40
Fe_2O_3	26,20	16,20
TiO_2	1,60	2,40
CaO	0,27	0,27
MgO	0,07	0,15
P_2O_5	0,02	0,06
S	10,30	0,36
Glühverlust	19,80	13,30

(Ausgeführt im Laboratorium der Chemischen Fabrik MASZOBAL)

(D) 5–10 cm dicker Ton, unten mit verstreutem Dolomitschutt, oben mit schichtenweise liegenden Dolomitkiesen. Diese Dolomitkiese sind abgerundet ihr Durchmesser beträgt 1–3 cm, sie sind teils fest, teils zu Mehl zerfallen, wobei sie jedoch die ursprünglichen Umrissformen behalten. Ihre schichtenmässige Lage an der Grenze des Bauxitkörpers und des Liegenden weist darauf hin, dass der Kies in festem Zustand als grobdestruktives Sediment an seine Lagerstelle gelangte, bevor noch das Grundmaterial des Bauxits abgelagert war. Der Zerfall einzelner Dolomitkiese zu Mehl trat also nach der Sedimentation ein und der Kies hat keine weiteren Formänderungen durchgemacht. Der unter ihnen befindliche Bauxit kann demnach nicht als ein Umwandlungsprodukt des einfach an Ort und Stelle entstandenen und verbliebenen Verwitterungsproduktes des liegenden Dolomit betrachtet werden.

(E) Harte Dolomitmikrobrekzie aus eckigen Dolomitschutt mit 0,5–5,0 cm Durchmesser.

Einen guten Aufschluss des mittleren Abschnittes vom Bauxitflöz zeigt das folgende Profil von Halimba I. in der Richtung von oben nach unten (Abb. 6.):

(A) 2–3 m dicker, rostroter, bauxithaltiger Ton mit netzförmigen, meist senkrechten, hellen graugelben und hellgrauen Streifen (Tabelle 2. Rubrik A_1 und Tabelle 3. Rubrik A_2). Im Gestein sind reichlich Oolithe und Pisolithe (meist kugelförmige Körper mit Durchmessern über 2 mm) zu finden.

(B) In der Mitte des bauxithaltigen Tones sind die Pisolithe zusammen mit Knollen (Konkretionen) von 1–3 cm Grösse zu einer Schicht von wechselnder Mächtigkeit (5–30 cm) angereichert. Die Schicht besteht eigentlich aus rostrotten, graugestreiften bauxithaltigen Ton und darin eingebetteten ausserordentlich zahlreichen Knollen und Pisolithen. Die Knollen sind formlos mit abgerundeten Umrissen und nicht von Kugelschalenstruktur, die Pisolithe sind meist rundlich. Die Knollen bestehen in mineralogischer Hinsicht grösstenteils aus Hämatit, zum geringeren Teil aus Göthit, Kalzit und Quarz (Tabelle 2. Rubrik B). Zwischen den Knollen erscheinen Anhäufungen von kleinen Hexaederkristallen, welche einen den Knollen ähnlichen Mineralaufbau aufweisen, doch nach ihrer Kristallform zu urteilen pyritischen Ursprung sind. Es sind also Hämatit—Göthit—Pseudomorphosen nach Pyrit. Die pisolithisch-knollige Schicht enthält eine Gastropodenfauna. Hinsichtlich ihres Erhaltungszustandes sind die Gastropoden Steinkerne, oder verzierte Steinkerne mit der äusseren Verzierung der Gehäuse. Ihre Substanz ist den Hämatit—Göthit-Knollen ähnlich, da ihre chemische Zusammensetzung die folgende ist: 4,0% Al_2O_3 ; 1,0% SiO_2 ; 80,0% Fe_2O_3 ; 0,0 TiO_2 ; 2,8% CaO; 0,0 MgO; 5,3% S; 11,4% Glühverlust.

Von den Gastropoden sind die *Pyrguliferen* am häufigsten, die die charakteristischen Formen des im Inneren des Beckens, in der hangenden Schichtreihe des Bauxitflözes auftretenden Senon-Kohlemergels bilden.

(C) 2 m dicker, dunkelrostbrauner, eisenhaltiger, ein wenig tonhaltiger Bauxit mit Oolithen und Pisolithen (seine chemische und mineralogische Zusammensetzung sind in der Rubrik C der Tabelle 3. zu finden), der allmählich in den in seinem Hangenden befindlichen, vorher beschriebenen bauxithaltigen Ton, sowie in den unter ihm befindlichen Bauxit übergeht.

(D) 6 m dicker, eisenreicher, rostbrauner Bauxit mit Oolithen und Pisolithen, mit kleinen, hellen graugelben Flecken und netzförmigen Adern (die chemische und mineralogische Zusammensetzung ist in der Rubrik D der Tabelle 2. zu finden).

Innerhalb des Bauxitflözes konnte in Entfernungen von 100–300 m von dem beschriebenen Aufschluss der Horizont mit Gastropodenfauna in mehreren anderen Aufschlüssen nachgewiesen werden, und zwar ebenfalls in hoch kiesel-säurehaltigen Bauxit unter grauen pyrit- und tonhaltigen Bauxit und einem Hangenden von pyrithaltigen Eozän-Ton.

In nördlicher Richtung gegen das Innere des Beckens zu, liegt unmittelbar auf dem Bauxit ein Senon-Sedimentschichtenkomplex, woraus man darauf folgern kann, dass die Bauxitbildung — wenigstens im Gebiet des Halimba-Beckens — eigentlich in der Turon-Stufe erfolgte, doch in einzelnen Teilen des

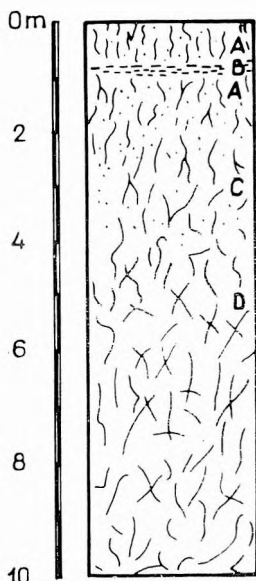


Abb. 6. Grube Halimba I. Profil des mittleren Abschnittes der Bauxitlagerstätte

A = rostroter, bauxitführender Ton, B = pisolithführende Konkretionsschicht mit Gastropoden-Fauna, C = rostbrauner, toniger Bauxit, D = rostbrauner Bauxit von einem niedrigen Kieselsäuregehalt

Chemische Analysen

Komponente	Gehalt in %		
	A ₁	B	D
Al ₂ O ₃	44,33	8,79	57,24
SiO ₂	26,70	5,00	1,80
Fe ₂ O ₃	13,30	72,60	26,60
TiO ₂	2,00	—	2,50
CaO	0,20	2,60	0,25
MgO	0,18	0,14	0,13
P ₂ O ₅	0,03	0,32	0,04
S	0,27	0,45	0,23
Glühverlust	13,10	10,10	11,20
Böhmmit	26	—	65
Kaolinit	58	—	4
Hämatit	13	60	26
Göthit	—	12	—
Kalzit	—	8	—
Quarz	—	5	—

(Die chemischen Analysen wurden im Laboratorium der Chemischen Fabrik MASZOBAL ausgeführt. Die mineralogische Bestimmung erfolgte auf Grund der DT-Analyse und der chemischen Analyse, bei dem Muster B, ausserdem auch auf Grund von Röntgenuntersuchungen.)

Gebietes das ursprüngliche Senon-Hangende im Laufe der auf die Regression am Ende der Kreide folgenden Festlandsperiode erodiert wurden, sodass die untereozäne Ingression den Bauxit von Turon stellenweise unmittelbar überdeckte.

Im Inneren des Halimba-Beckens ist die hangende Schichtenreihe des Bauxitflözes wie folgt:

- 0- 6 m Humus, Schutt, Löss, Ton. — Quartär.
- 150-250 m Tonmergel, Mergel, Kalkmergel. — Obereozän.
- 30- 50 m Nummulitenkalkstein, toniger Kalkstein. — Mitteleozän.
- 20- 30 m Miliolinen-, Alveolinenkalkstein, -Kalkmergel. — Untereozän.
- 0- 3 m Kohlehaltiger Ton. — Untereozän.
- 0-140 m Hippuritenkalkstein. — Obere Kreide, Senon.
- 0- 40 m Gryphäenkalkstein, Mergel. — Senon.
- 0- 60 m Mergel mit dünnen Kohlelalgern und Pyrguliferen. — Senon.
- 0- 20 m Mergel, Kies, Konglomerat, umgelagerter Bauxit. — Obere Kreide, Senon.

In dem unmittelbaren Senon-Hangenden des Flözes kommt häufig ein schichtenweise veränderlicher Komplex von Kies, Konglomerat, Buntmergel, bauxithaltigen Kalkstein, Dolomit und umgelagertem Bauxit vor. Das weist darauf hin, dass die Überschwemmung im Senon stürmischer verlief, als im

Tabelle 3.

Chemische Analysen und mineralogische Zusammensetzung

Komponente	Gehalt in %	
	A ₂	C
Al ₂ O ₃	44,44	56,87
SiO ₂	28,33	6,33
Fe ₂ O ₃	10,84	22,12
TiO ₂	2,59	2,64
CaO	0,19	0,30
MgO	0,37	0,22
Alkalien in K ₂ O	0,04	0,04
MnO	Spuren	Spuren
P ₂ O ₅	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,079	0,052
Schwefel in SO ₃	0,85	—
V ₂ O ₅	0,040	0,044
Feuchtigkeit	2,38	1,40
Glühverlust	12,89	11,90
CO ₂ aus dem Glühverlust	—	—
Böhmit	24	60
Kaolinit	61	14
Hämatit	6	22
Göthit	6	—

(Die chemischen Analysen wurden in dem Forschungsinstitut für Schwerchemikalienindustrie in Veszprém und an der Chemischen Universität Veszprém ausgeführt. Die mineralogische Bestimmung erfolgte auf Grund der DT-Analyse der Röntgenprüfung und der chemischen Analyse.)

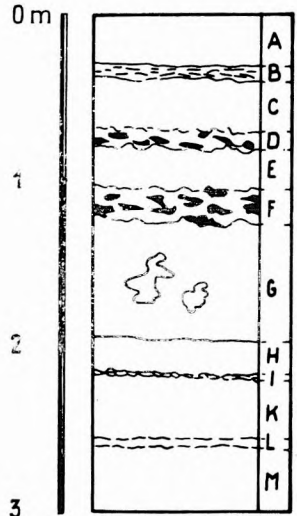


Abb. 7. Grube Halimba III. Beziehung der Bauxitlagerstätte zu den unmittelbar hangenden Kreideablagerungen

A = rostroter bauxitführender Dolomit, B = rostroter, bauxitführender Dolomit mit gelben Flecken, C = ziegelroter, stark dolomitischer Bauxit, D = hellgrauer Dolomit mit ziegelroten bauxitführenden Abschnitten, E = rostroter, dolomitischer Bauxit, F = hellgrauer Dolomit mit ziegelroten bauxitführenden Abschnitten, G = ziegelroter, leicht dolomitischer Bauxit mit hellgrauen Dolomiteinbettungen, H = rostroter Bauxit mit abgerollten Kalksteinkiesen, I = hellgrauer Dolomitschotter und -kies, K = rostroter bauxitführender Ton mit Gleitflächen (Al₂O₃ 35,4; SiO₂ 24,8; Fe₂O₃ 24,3; TiO₂ 1,0; CaO 0,8; MgO 0,8; Glühverlust 12,0), L = hellgrauer, staubiger, eisenarmer Bauxit von niedrigem Kieselsäuregehalt (Al₂O₃ 63,2; SiO₂ 5,6; Fe₂O₃ 9,2; TiO₂ 2,9; CaO 0,6; MgO 0,2; Glühverlust 15,0), M = rostroter, pisolithaltiger Bauxit von niedrigem Kieselsäuregehalt (Al₂O₃ 58,9; SiO₂ 0,5; Fe₂O₃ 23,9; TiO₂ 2,3; CaO 0,6; MgO 0,4; Glühverlust 12,8)

Untereozän, dessen Schichtenreihe meistens durch eine Kohletonformation eingeleitet wird, die auf einem lagunär-lakustrischen Ursprung hindeutet (Abb. 7.).

Etwa 4,5 km nach Nordosten von diesem Gebiet, in der Nähe von Ajka (Bohrung Ak-3) zeigt sich der Bauxit in zwei Horizonten: 1. zwischen Untereozän-Kohleton und Senon-Hippuritenkalkstein und 2. zwischen Senon-Gryphänmergel, Brekzie und obertriassischen Dolomit. Die untere, 1,3 m dicke Bauxitbildung (53,6–54,8% Al₂O₃, 5,3–5,8% SiO₂; 23,5–24,2% Fe₂O₃; 2,8% TiO₂; 11,6–12,0% Glühverlust) entspricht in stratigraphischer Hinsicht dem Turon-Bauxithorizont des Beckens von Halimba, die obere repräsentiert jedoch einen jüngeren Horizont, dessen 2 m dicker Bauxit auf Grund ihres

hohen Kieselsäuregehaltes vielleicht umgelagertes Material sein dürfte (38,5% Al_2O_3 , 33,3% SiO_2 , 5,6% Fe_2O_3 , 2,5% TiO_2 , 18,0% Glühverlust). Kleinere Flöze, die zu demselben stratigraphischen Horizont gehören, jedoch guten Bauxit enthalten, sind gegen Südwesten in Entfernungen von 18–20 km in der Nähe von Csabpuszta bei Csabrendek und am Szőlőhegy von Sümeg zu finden.

2–4 km südlich von Halimba befinden sich auf einem Gebiet von etwa 2 km² die Bauxitlagerstätten von *Szóc* auf einem obertriassischen Dolomit mit karstartig erodierter Oberfläche, unter einem Hangenden von Untereozän-Ton und Kalkstein und Mitteleozän-Kalkstein, ebenso wie am Südflügel und am Rand des Halimba-Beckens.

An der Sohle des Flözes liegt meist roter Ton, in den stellenweise faust-, nussgrosse Dolomitschutt eingebettet ist (Abb. 8.) Die Dolomitbrocken sind



Abb. 8. Grube Szóc – Határvölgy. Kontakt der Bauxitlagerstätte mit dem Liegenden Dolomit

A = roter Ton, T = Dolomitschutt, D = verwitterter Dolomit

teils frisch, teils zu Mehl verwittert, ähnlich, wie die an der Dolomitoberfläche oft zu beobachtenden Verwitterungserscheinungen. Trotz der Verwitterung haben die Dolomitschutte ihre ursprüngliche Form beibehalten. Auf den roten Ton folgen nach oben hin allmählich tonhaltiger Bauxit und danach Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt. Oben liegt meist grauer, pyrit- und tonhaltiger Bauxit, oder infolge des Pyritzerfalls zu gelber, lila, roter Farbe oxydierter, pyritfreier toniger Bauxit. Stellenweise ist im Oberteil der Lagerstätte der Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt mit einer erodierten ungleichmässigen Oberfläche abgegrenzt, und darüber folgt ein umgelagerter, ein wenig toniger Bauxit, zum Zeichen, dass auf die Bauxitbildung eine Erosionsperiode folgte und dass die Eozän-Ingression stellenweise durch die Umlagerung des Bauxits eingeführt wurde.

So eine Erscheinung wurde bei dem vormaligen Tagebau Szóc-Szárhegy II. aufgezeigt (die Formationen von oben nach unten) (Abb. 9.):

- (A) Eozän-Kalkstein.
- (B) 0,4 m hellgelber, stellenweise lilafleckiger sandiger Ton (Tabelle 4, Rubrik B).
- (C) 0,8–1,0 m hellgelber, harter, dichter Eozän-Kalkstein.
- (D) 0,3–0,4 m hellgrauer, teils ein wenig gelblicher eisenarmer Bauxit (Rubrik D), mit dünnen (0,5–0,8 mm Durchmesser) röhrenförmigen Hohlräumen an der Stelle des vormaligen, herausgelösten Pyrits.
- (E) 0,1–1,5 m bunter, gelber, hellbrauner, heller rostroter, kieselsäure- und eisenhaltiger Bauxit (Rubrik E₁) mit lilafarbigem, weniger Eisen enthaltenden Flecken (Rubrik E₂). Stellenweise von sehr löcheriger Struktur.
- (F) 0,4–2,0 m hellbrauner und gelber, kieselsäurehaltiger, eisenarmer Bauxit (Rubrik F), stellenweise mit dünnen, röhrenförmigen Hohlräumen.
- (G) In eisenarmen Bauxit eingebettetes gelblichbraunes, hellroströtes eisenreiches Bauxitnest mit zahlreichen dünnen, röhrenförmigen Hohlräumen (Rubrik G).
- (H) 0,02–0,05 m dunkelrostbrauner, harter, sehr eisenreicher Bauxit, stellenweise mit Metallglanz (Rubrik H), an der Grenze des gelben, eisenarmen und des rostbraunen Bauxits. Das Gestein repräsentiert den Horizont, in welchem der überwiegende Teil des aus dem Pyritzerfall stammenden Eisens ausgeschieden wurde. Die Grenzfläche, auf welcher der sehr eisenreiche Bauxit liegt, zeigt erodierte Unebenheiten und scheidet die hangenden und liegenden Formationen scharf voneinander ab.
- (I) 0,3–0,7 m hellrostbrauner Bauxit mit geringem Kieselsäure- und mittlerem Eisengehalt, mit meist senkrecht gelagerten hellgrauen und gelben Flecken (Rubrik I).
- (K) Rostbrauner Bauxit mit geringem Kieselsäure- und mittleren Eisengehalt, mit kleinen gelben Flecken oder dünnen Adern (Rubrik K).

Der Bauxit von Szóc enthält Gibbsit, in Abweichung von dem im Halimba-Becken und an dessen Südflügel allgemein verbreiteten böhmhaltigen Typ. Ebenfalls von gibbsitischen Typ ist der Bauxit der kleinen Flöze, die am Südrand des Halimba-Bauxitgebietes, in der Gegend von Malomvölgy und Pityerdomb bei Halimba zu finden sind, und die gleiche stratigraphische Lage haben, wie der Bauxit von Szóc.

An das Bauxitgebiet von Halimba-Szóc schliesst sich nach Südwesten in der Umgebung von Nyírád, Izamajor und Nagytárkánypuszta in einer Ausdehnung von etwa 40 km² das sog. Gebiet von *Nyírád* an, dessen in bauxitgeologischer Hinsicht charakteristischer Zug die linsenartige Ausbildung der Lagerstätten ist.

Das Liegende des Bauxithorizontes besteht hier ebenfalls aus obertriasischen Dolomit, dessen verkarstete Oberfläche von den südlichen Ausstrichen ausgehend allmählich nach Norden zu unter Eozän- und Neogen-Sediment-

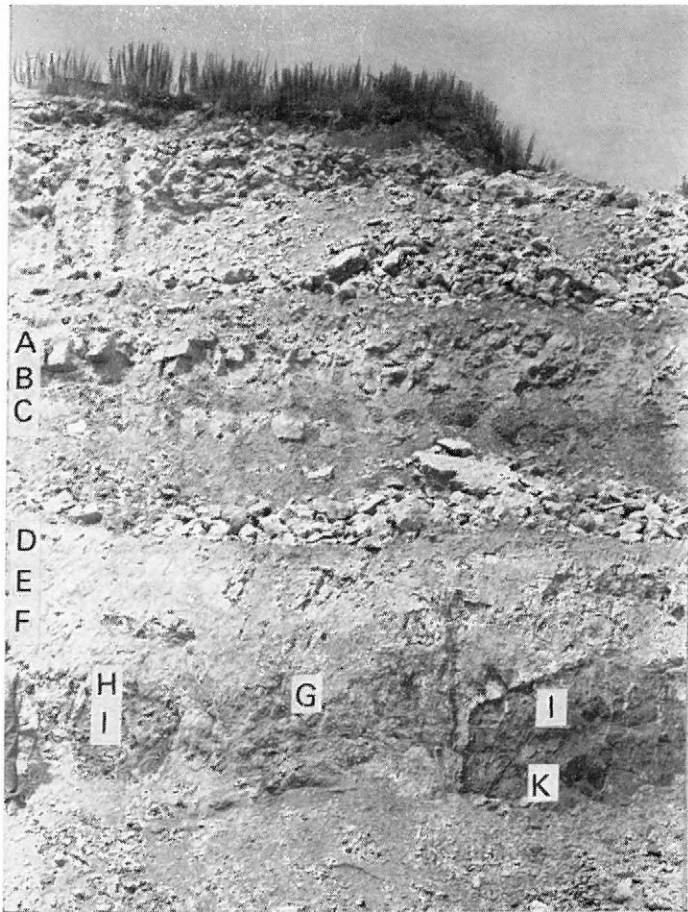


Abb. 9. Tagebau Szöc—Szarhegy II. Erosionserscheinung im oberen Abschnitt der Bauxitlagerstätte

A = Eozän-Kalkstein, B = hellgelber, sandiger Ton, C = Eozän-Kalkstein, D = hellgrauer, eisenarmer Bauxit, E = bunter, kieselsäurehaltiger Bauxit, F = hellbrauner, kieselsäurehaltiger, eisenarmer Bauxit, G = gelblichbrauner, eisenreicher Bauxit, H = Eisenanreicherung, I = hellrostrotbrauner Bauxit von niedrigem Kieselsäuregehalt, K = rostbrauner Bauxit von niedrigem Kieselsäuregehalt

schichten abfällt. Die Mächtigkeit der hangenden Schichtenreihe über dem Bauxit beträgt demgemäss 150–180 m in 2 km Entfernung von den Übertage-Dolomitausstrichen. Das Eozän wird durch Untereozän-Ton, und kohle- und pyrihaltigen Ton, Miliolinenmergel und Kalkstein, sowie Mitteleozän-Nummulitenkalkstein repräsentiert. Das Neogen besteht aus Kies, Konglomerat, Sand-, Ton-, Mergel- und Kalkstein. Infolge der Erosion der Eozänschichten sind an einzelnen Randstellen die Neogensedimente unmittelbar auf den Bauxit gelagert.

Tabelle 4.

Chemische Analysen

Komponente	Gehalt in %								
	B	D	E ₁	E ₂	F	G	H	I	K
Al ₂ O ₃	22,19	56,44	43,17	49,67	51,26	39,40	36,58	52,88	50,79
SiO ₂	62,70	7,50	9,90	10,50	11,40	4,80	3,20	2,40	2,40
Fe ₂ O ₃	6,90	3,70	20,60	11,30	9,50	30,30	37,00	14,50	18,60
TiO ₂	0,70	2,20	2,00	2,40	2,70	1,90	1,80	2,20	1,40
CaO	0,48	0,17	0,22	0,42	0,10	0,04	0,24	0,04	0,41
MgO	0,08	0,01	0,02	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02	0,13
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,09	0,03	0,12	0,04	0,06	0,06	0,07
S	0,08	0,14	0,08	0,08	0,10	0,07	0,05	0,10	0,10
Glühverl.	6,90	29,90	24,00	25,60	24,90	23,50	21,10	27,90	26,20

(Ausgeführt in Laboratorium der Chemischen Fabrik MASZOBAL)

Der obertriassische Dolomit ist im Gebiet von Nyirád charakteristisch zertrümmert, stellenweise in einem kataklastisch zermalnten Zustand, offenbar als Folge von starken tektonischen Bewegungen. Die starke Zertrümmerung hat die Sekundärporosität und die Permeabilität des Gesteines erhöht und gleichzeitig einem starken Anstieg der Wasserkapazität und Leitfähigkeit verursacht. Im Dolomitkomplex wird demgemäss auch jetzt noch eine grosse Menge von sog. Karstwasser angesammelt, das mit bedeutender Geschwindigkeit im Gestein strömen kann. Da die Bauxitlinsen dieses Gebietes grösstenteils unter dem Ruhenniveau des Karstwassers liegen, besteht beim Grubenbau die Gefahr von ausgedehnten Wassereinbrüchen.

Die starke tektonische Inanspruchnahme des obertriassischen Dolomits erfolgte wahrscheinlich nach der Bauxitbildung und vor der Ablagerung der hangenden Schichten von Untereozän, also im Laufe der laramischen Orogenese, was aus dem folgenden bewiesen werden kann.

1. Bei einzelnen Verwerfungen lässt sich ermitteln, dass sie in der laramischen Phase entstanden sind: das Bauxitflöz wurde von ihnen betroffen, das eozäne Hangende jedoch nicht. So eine Verwerfung wurde im vormaligen Tagebau Izamajor III. aufgeschlossen (Abb. 10.).

2. In den Unter- und Mitteleozän-Kalksteinen ist eine ähnliche tiefgreifende Zertrümmerung nicht festzustellen.

3. Im Inneren der Bauxitlinsen findet sich kein Dolomitschutt, zur Zeit der Bauxitbildung konnte also das umgebende Dolomitgelände nicht aus zermalnten, losem Dolomitmaterial bestehen. Im entgegengesetzten Fall gelangte nämlich erwartungsgemäss eine grosse Menge von Dolomitschutt in die Mulden, in denen das Grundmaterial des Bauxits sich ansammelte und in welchen die Bauxitbildung vor sich ging. Die Zertrümmerung des Dolomits musste also nach der Bauxitbildung erfolgen.

Die einzelnen Bauxitlinsen sind in den Vertiefungen der karstisch erodierten Dolomitoberfläche gelagert, die teilweise eine Tiefe von 30–35 m erreichen.

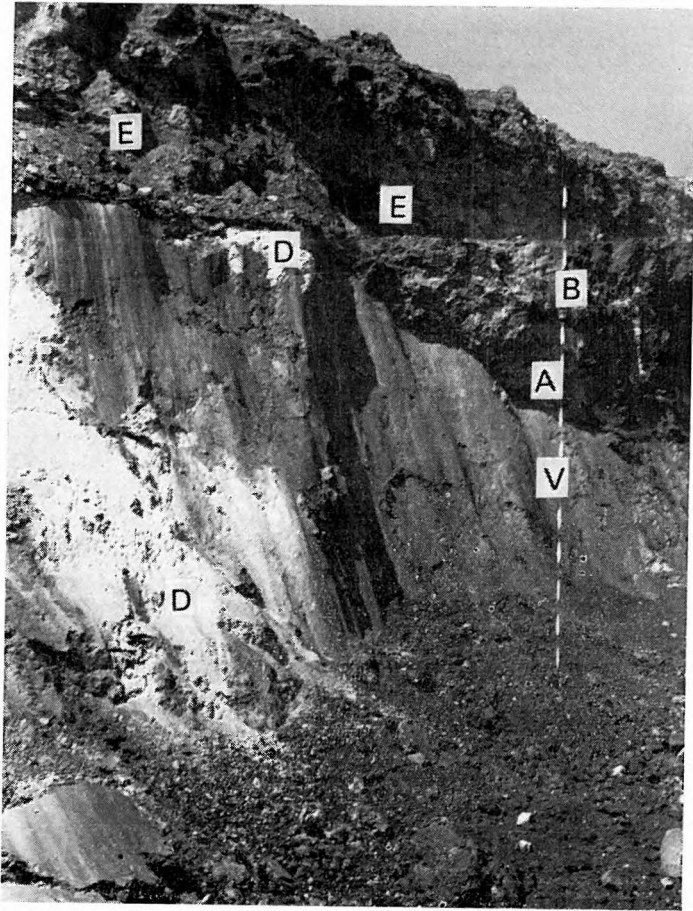


Abb. 10. Nyirád—Izamajor III. Bruchstörung am Rande der Bauxitlinse, durch Tagebau erschlossen

E = Eozän-Kalkstein, A = gelber Ton, B = Bauxit, V = Bruchstörung mit gelbem Ton von spiegelblanker Oberfläche und parallelen Krätzen, D = verwitterter, mehligter Dolomit

Auf den flachen Höhen zwischen den Vertiefungen gibt es im allgemeinen keinen Bauxit. Die einzelnen Linsen sind von unregelmässiger Gestalt mit einer Ausdehnung von 0,1–10,0 ha. Im Profil der Bauxitlagerstätte liegt zuunterst oft roter Ton mit Dolomitschutt, darauf folgt der tonige Bauxit der in den guten Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt übergeht. Dieser letztere bildet meist den Grossteil der Lagerstätte, so dass die Mächtigkeit des tonigen Bauxits wesentlich geringer ist, als in Halimba. Im Bauxit mit geringen Kieselsäuregehalt ist oben eine senkrecht gestreifte helle Verfärbung häufig, die nicht in dem darüberliegenden Bauxit übergeht, sondern sich von der Grenze der beiden Gesteine nach unten erstreckt.

Am Oberteil der Lagerstätte findet sich meist grauer pyrithaltiger Bauxit mit hohem Kieselsäuregehalt oder aus diesem durch Oxydation entstandener gelblichbrauner, pyritfreier Bauxit. Die Oberfläche des Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt ist unter dem grauen, bzw. gelblichbraunen Bauxit mit hohem Kieselsäuregehalt stellenweise so ungleichmässig, dass man eine Erosionsperiode zwischen den beiden Bildungen als wahrscheinlich annehmen kann (Abb. 11.).

Der Bauxit der in der Gegend von Izamajor liegenden Linsen ist mineralogisch von Böhmittyp, der Bauxit von Nagytárkánypuszta ist teils von Böhmit-, und teils von Böhmit-Gibbsit-Typ.

Am nordwestlichen Rand des Bauxitgebietes von Nyirád, in der Gegend von *Csabpuszta* sind in der hangenden Schichtenreihe über dem obertriassischen Dolomit auch marine und Brackwasser-Sedimente aus dem Senon vertreten, und linsenförmig ausgebildete Bauxitflöze treten in zwei Horizonten auf: 1. auf einem obertriassischen Dolomit Liegenden und unter Senon-Kohleton und Mergel; 2. auf einem

oberkretazischen Hippuriten-Kalkstein, unter Untereozän-Konglomerat und Kohleton. Der untere Horizont lässt sich im allgemeinen mit den stratigraphischen Horizont der anderen Bauxitflöze von Nyirád identifizieren, der obere Horizont kann jedoch als ein jüngerer Bauxithorizont aus der ausgehenden Kreide aufgefasst werden, wie er ähnlich im erwähnten Gebiet von Ajka angetroffen wurde.

Im oberen Horizont konnte auch ein Bauxitflöz mit bedeutender Mächtigkeit (6–15 m) mit Bauxit von geringem Kieselsäuregehalt nachgewiesen werden, der keinen umgelagerten Charakter aufwies. In diesem Gebiet ist also die primäre Bauxitbildung auch am Ende der Senonstufe als wahrscheinlich anzunehmen (Abb. 12.).

Ebenfalls auf einem Hippuritenkalkstein-Liegenden waren die bereits abgebauten beiden kleinen Bauxitlinsen gelagert, die in etwa 2,5 km Entfernung von dem Gebiet von Csappuszta an Szólóhegy von Sümeg lagen.

Am Ostende des erwähnten grossen Bauxitzuges, in der Nähe von *Kislőd* ist der Bauxit auf obertriassischen Dolomit oder Dachstein-Kalk unter einem Hangenden aus Untereozän-Ton und Kalkstein, sowie Mitteleozän-Kalkstein gelagert; er stellt also denselben Horizont dar, wie die am Südflügel des Halimba-Beckens oder um Nyirád herum vorkommenden Bauxitflöze. Der Bauxit ist in mineralogischer Hinsicht meist von Böhmit-Typ.

Am Südostrand des Zuges, südlich von Kislőd finden sich bei *Úrkút*, sowie im Südwesten in der Umgebung des Fenyérhegy stellenweise kleine Bauxitlinsen, deren Liegendes von Apt-Requienien-Kalkstein und deren

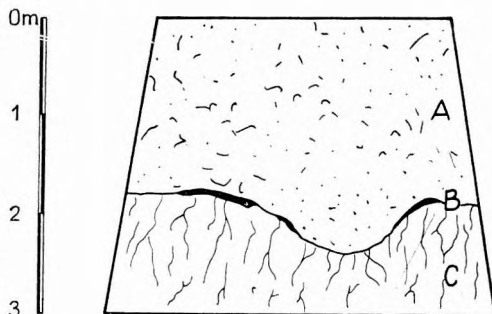


Abb. 11. Grube Nyirád—Darvastó XVI. Erosionsoberfläche im oberen Abschnitt der Bauxitlagerstätte

A = gelblichbrauner, hoch kieselsäurehaltiger Bauxit, B = Eisenanreicherung an der Grenze der Bauxite von hohem und niedrigem Kieselsäuregehalt, C = rotbrauner Bauxit von niedrigem Kieselsäuregehalt, mit vertikalen hellgrauen Bändern

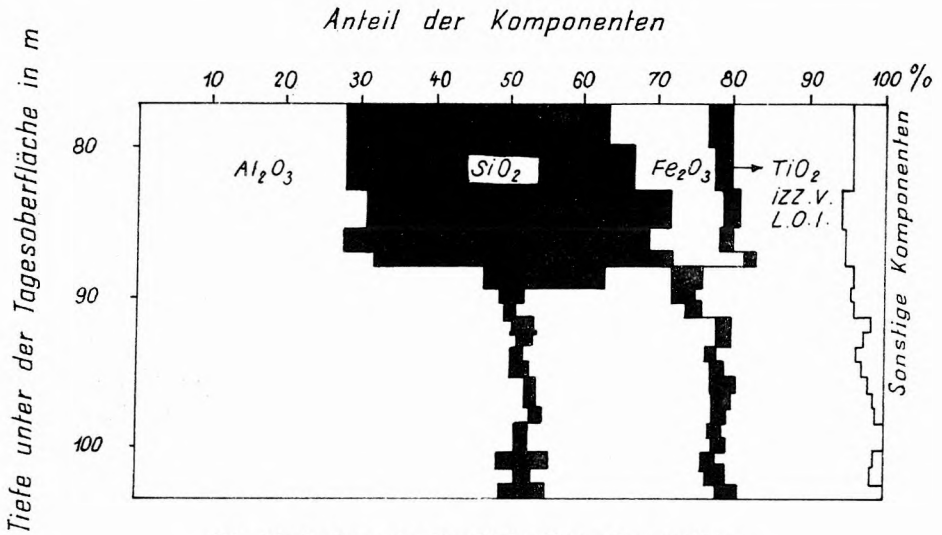


Abb. 12. Csabpuszta. Profil der Bauxitlagerstätte

Hangendes von einer Unter- und Mitteleozän-Schichtenreihe gebildet wird. Als Alter der Bauxitbildung ist also auch hier die obere Kreide anzunehmen.

Hinsichtlich der Bauxitflöze des Südbakony-Gebirges lässt sich zusammenfassend feststellen, dass im Mittelteil des Bauxitzuges, im Halimba-Becken die Ausbildung schichtartig, am Südwest- und Nordostflügel jedoch linsenförmig ist. Die Bauxitbildung erfolgte in aller Wahrscheinlichkeit in den Turon- und Senonstufen der oberen Kreide, stellenweise mit Unterbrechungen, mit der Bildung von marinen Sedimenten und kurzen Festlandserosionen, sowie erneuerter Bauxitbildung.

Im unteren Teil der Lagerstätten ist der in rotem Ton gebetteter Dolomit- und Kalksteinschutt häufig; auf diesen folgt Bauxit mit hohem und sodann Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt. Im oberen Teil der Lagerstätten liegt meist Bauxit mit hohem Kieselsäuregehalt, der stellenweise unzweifelhaft umgelagert ist.

Lagerstätten im Ostbakony und im Vértes

Am Ostrand des Bakony-Gebirges, bei Iszkaszentgyörgy sind bedeutende Bauxitlagerstätten bekannt, und die Bauxitbildung lässt sich nach Nordosten etwa 20 km lang verfolgen, über den Graben von Mór hinaus, in Richtung von Magyaralmás und Gánt im Südostteil und im Vorraum des Vértes-Gebirges. Die ausgedehntesten Lagerstätten dieses von Südwest nach Nordost streichenden Bauxitzuges befinden sich bei Iszkaszentgyörgy und Gánt. In bauxitgeologischer Hinsicht ist es ein gemeinsamer Zug dieses Gebiets, dass das Liegende der Flöze durch obertriassischen Dolomit mit karstischer Oberfläche und das Hangende durch eine Unter- und Mitteleozän-Sedimentschichtenreihe gebildet wird. Die Flöze gehören also in stratigraphischer Hinsicht zu dem

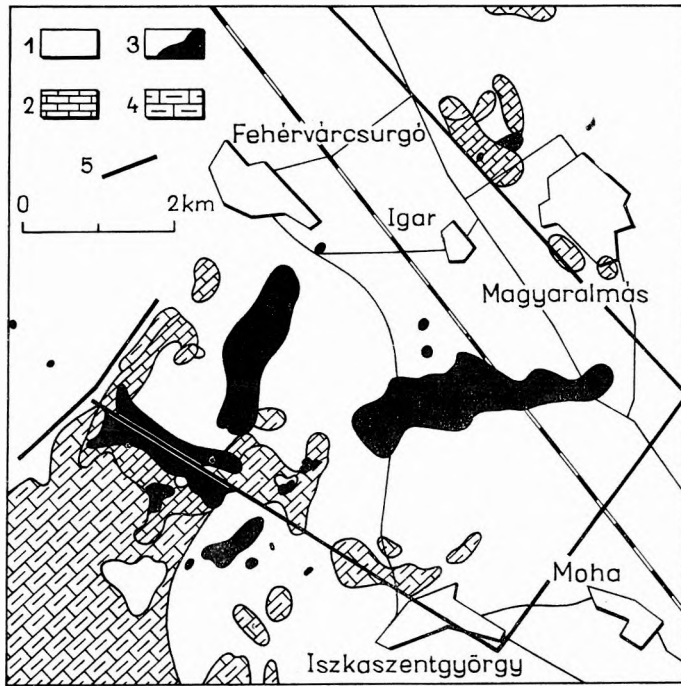


Abb. 13. Geologische Kartenskizze des Bauxitgebietes von Iszkaszentgyörgy

- 1. Quartärer Ton, Sand, 2. mitteozäner Kalkstein, 3. Bauxit und bauxitführender Ton (untertags), 4. Obertrias-Dolomit, 5. Bruchstörung

Tiefe unter der Tagesoberfläche in m:

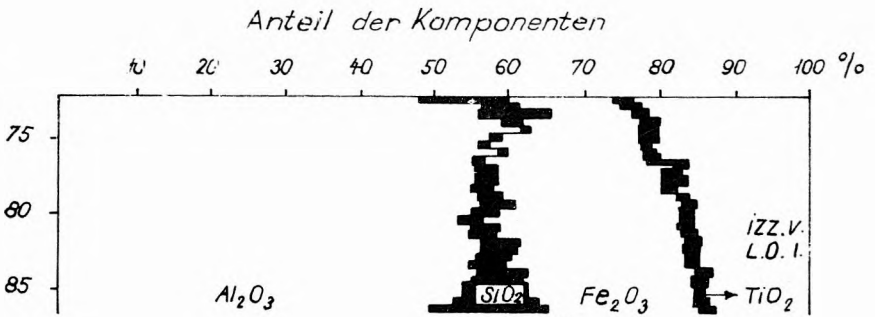


Abb. 14. Iszkaszentgyörgy—Rákhegy. Profil der Bauxitlagerstätte

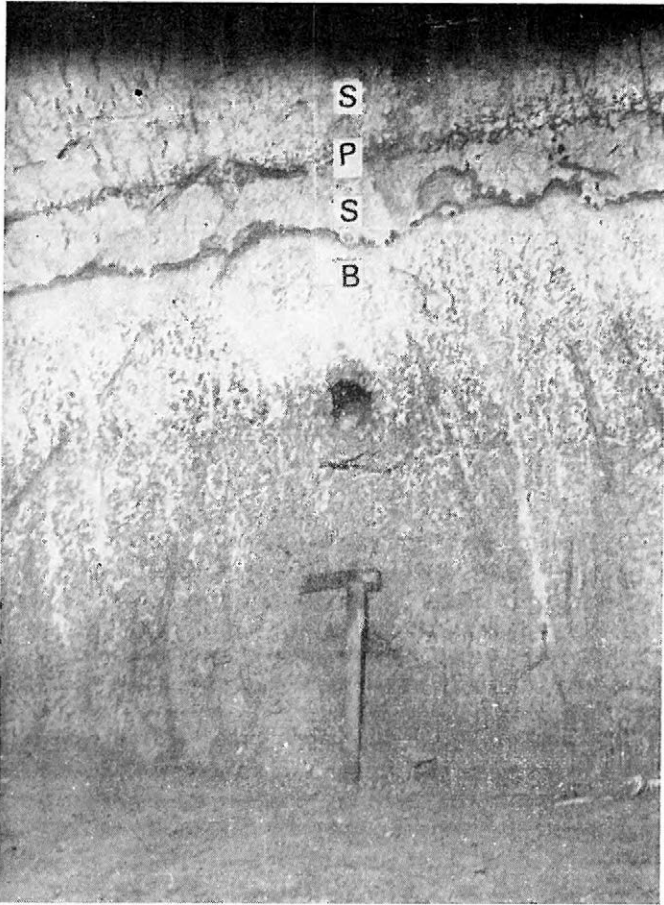


Abb. 15. József-Grube von Iszkaszentgyörgy. Kontakt des grauen, pyrithaltigen und des fleckigen kieselsäurearmen Bauxits im Oberteil der Bauxitlagerstätte

S = grauer, pyrithaltiger, toniger Bauxit, P = Pyritband, B = brauner, kieselsäurearmer Bauxit mit gelben vertikalen Flecken

Bauxithorizont, dessen Bildung in die obere Kreide, genauer in dessen Senon-Stufe verlegt werden kann. Hinsichtlich der geologischen Ausbildung sind sie vom Schichttyp. Das Gebiet ist durch zahlreiche Brüche zerteilt, und die einzelnen Schollen haben sich entlang der Brüche gegeneinander in verschiedenem Masse verschoben (Abb. 13.).

Im Profil der Flöze von *Iszkaszentgyörgy* wird das unterste Glied meist von roten Ton oder ziegelrotem tonigen Bauxit gebildet, auf diesen folgt gelber und brauner pisolithischer Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt. Dessen oberer Teil hat meist nahezu senkrechte hellfarbige Streifen. Der Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt macht im allgemeinen den grössten Teil des

Profils aus und deshalb ist die Mächtigkeit des unteren Tones bzw. tonigen Bauxits relativ gering (Abb. 14.). Auf den Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt folgt nach oben grauer pyrithaltiger (markasit-haltiger) Bauxit oder durch Oxydation rot oder lila gefärbter und bereits pyritfreier Bauxit, meist mit hohem Kieselsäuregehalt. Die Grenze zwischen dem bunten und dem grauen Bauxit ist stellenweise ungleichmässig, was auf eine einstige Erosionsperiode hindeutet, obwohl zwischen den beiden Bildungen keine grössere Diskordanz besteht. Auf den grauen Bauxit folgt ein Hangendes aus kohle- und pyrithaltigen Untereozän-Ton mit allmählichem Übergang oder konkordanter Lagerung. Die Mächtigkeit der Eozän-Schichtenreihe erreicht stellenweise 300 m (Abb. 15.).

Der Bauxit von Iszka-szentgyörgy ist mineralogisch vom Gibbsit-Böhmit-Typ, und zwar auch in solchen Flözen (z. B. Rákhegy), wo er unter einer Schichtreihe von bedeutender Dicke (100–300 m) liegt. Ein charakteristischer Zug ist auch der bedeutende Göthitgehalt.

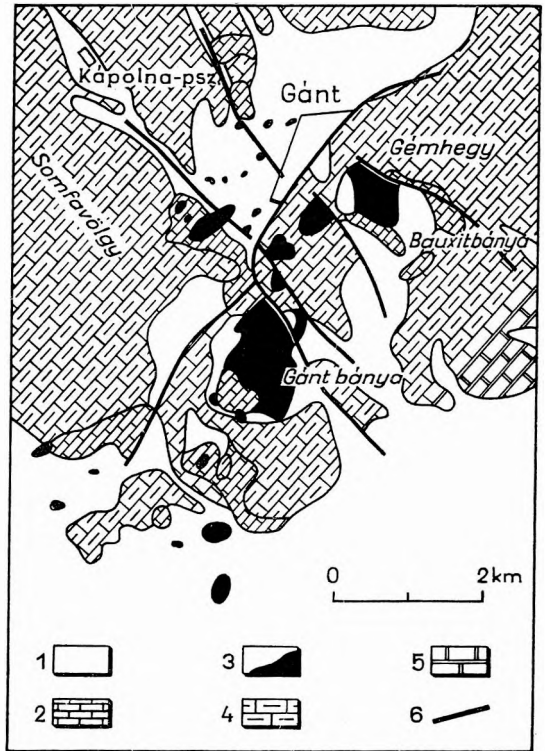


Abb. 16. Geologische Kartenskizze des Bauxitgebietes von Gánt

1. Quartärer Ton Sand, Schutt, 2. mitteleozäner Kalkstein,
3. Bauxit und bauxitführender Ton (untertags), 4. Obertrias-Dolomit, 5. Mitteltrias-Dolomit, 6. Bruchstörung

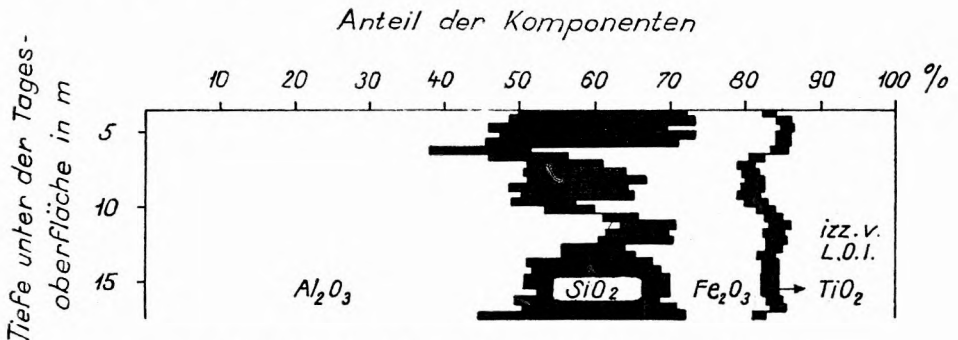


Abb. 17. Gánt—Bagolyhegy. Profil der Bauxitlagerstätte

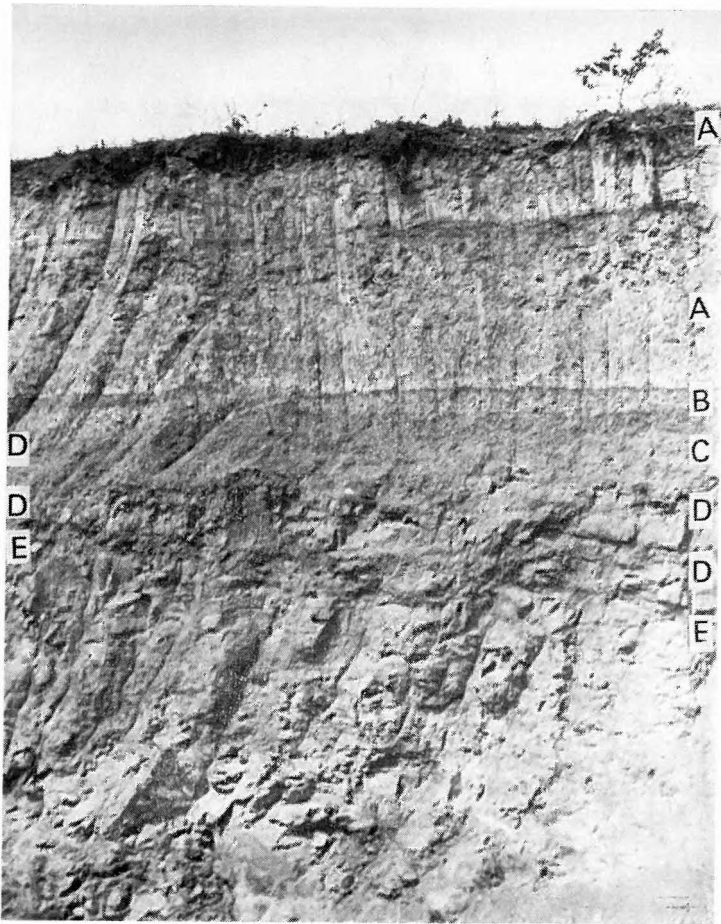


Abb. 18. Gánt—Gránás. Bauxitlagerstätte mit dem unmittelbaren Hangenden

A = Humus, B = grauer, bunter Ton, C = roter bis lila Ton, D = hoch kieselsäurehaltiger Bauxit mit Pisolithen und Konkretionen, E = gelber, roter Bauxit

Das Gebiet der einstigen Bauxitbildungen war wahrscheinlich bedeutend grösser, als das Gebiet der übriggebliebenen Flöze, weil Bauxitspuren in der Umgebung vielerorts auftreten. So kann man z. B. im Gebiet zwischen Iszka-szentgyörgy und Gánt vielerorts die Anwesenheit von Bauxit beobachten, jedoch nur in Form kleiner Linsen.

Nach Südwesten wird die Grenze der einstigen Bauxitbildung durch die Linie gebildet, wo der allgemeinen Neigung nach Nordwesten gemäss unter den Tertiärsedimenten unmittelbar nicht die karbonatischen Ober- und Mitteltrias-Schichten, sondern die nicht karbonatischen Untertrias-Schichten als Vertreter der einstigen Oberfläche liegen.

Ähnlich den Bauxitlagerstätten von Iszkaszentgyörgy sind auch die Lagerstätten von Gánt durch Eozänschichten bedeckt, doch beträgt hier die Mächtigkeit des Eozäns höchstens 75 m (Abb. 16.).

In Profil der Lagerstätten von *Gánt* kann man ebenfalls diesen charakteristischen Zug der qualitativen Gliederung beobachten, dass der Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt in der Mitte der Lagerstätten liegt (Abb. 17.). Unten, in dem auf der ungleichmässigen Dolomit-Oberfläche liegenden tonigen Bauxit ist die teilweise Auslagung des Eisengehaltes eine häufige Erscheinung, die mit einem Verbleichen der ursprünglichen rotbraunen Färbung zu gelb oder schmutzigweiss verbunden ist. Ein Teil des herausgelösten Eisengehaltes ist an der Oberfläche des Dolomits in Gestalt einer limonitischen Verkrustung ausgeschieden. Im oberen Teil der Lagerstätten ist die Erscheinung der Herauslösung und erneuten Ausscheidung noch allgemeiner, und hat stellenweise die Bildung von reichen Bauxitpisolithen und -Konkretionen ergeben. Die Pisolithe und Konkretionen, deren Eisengehalt den durchschnittlichen Eisengehalt des Gesteins wesentlich übertrifft, treten stellenweise so massenhaft auf, dass sie einen überwiegenden Teil des Gesteins ausmachen. Die Grenze des Bauxits mit Pisolithen und Konkretionen gegen den oben und unten befindlichen Bauxit ist ungleichmässig.

An der Oberseite der Lagerstätte sind die umgelagerten bauxithaltigen Tonschichten häufig, die meist mit den Eozän-Schichten konkordant gelagert sind. Zwischen der Lagerstätte und dem Hangenden ist eine bedeutendere Erosions-Diskordanz oder grössere Trümmerablagerung im allgemeinen nicht festzustellen, der Zeitraum zwischen der Bauxitbildung und der Eozän-Transgression war also wahrscheinlich kurz und die Überschwemmung war gleichmässig und langsam (Abb. 18.).

Der Bauxit von Gánt gehört mineralogisch zum Böhmit-Typ.

Lagerstätten im Nordbakony

Im Nordbakony und in dessen nördlichen Vorgelände sind Bauxitvorkommen in einem ausgedehnten Gebiet festzustellen; die bedeutendsten von diesen sind bis jetzt die zwischen *Fenyőfő* und *Bakonyszentlászló* liegenden (Abb. 19.). Das Liegende besteht hier ebenfalls aus obertriassischen Dolomit, dessen verkarstete Oberfläche nach Norden abfällt, und der ausser durch Bauxit auch durch Untereozän-Sand und Ton, Mitteleozän-Kalkstein, Miozän-Sandmergel, Ton, Konglomerat, Pliozän-Tonmergel und Sandstein, sowie Quartär-Sand, Löss und Ton bedeckt ist. Einzelne Glieder fehlen stellenweise. Die Mächtigkeit der hangenden Schichtenreihe steigt nach Norden bis zu maximal 200–250 m.

Die Bauxitentwicklung war ursprünglich wahrscheinlich vom Schichttyp. Später hat sich das Gebiet entlang der aufeinander senkrechten Bruchlinien in zahlreiche Schollen gelöst. Einzelne Schollen sind mitsamt den Bauxit und den hangenden Eozänschichten ein wenig gesunken, und im Laufe der starken Denudation nach dem Eozän blieben im wesentlichen nur diejenigen Bauxiteile erhalten, die in die relativen Vertiefungen gerieten. Deshalb sind nunmehr die Reste der einstigen Bauxitdecke aufzufinden. Die ursprüngliche Mächtigkeit war wahrscheinlich sehr bedeutend, weil in einzelnen tieferen Dolomit-

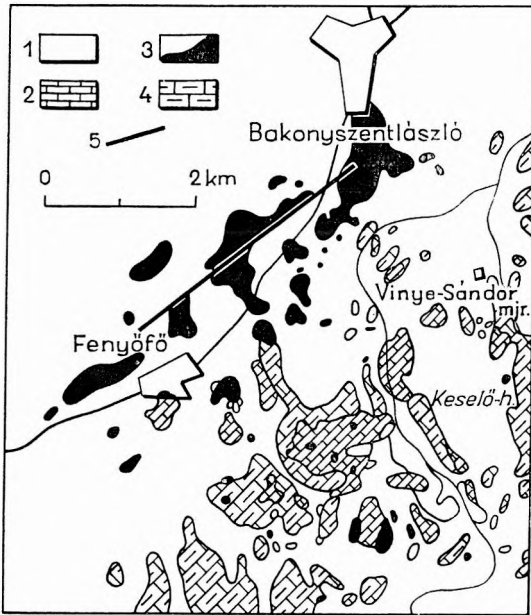


Abb. 19. Geologische Kartenskizze des Bauxitgebietes von Fenyőfő—Bakonyszentlászló (nach K. BERTALAN)

1. Quartärer Sand, Löss; sarmatischer Kies, 2. mitteleozänen Kalkstein, 3. Bauxit und bauxitführender Ton (untertags), 4. obertriassischer Dolomit und Kalkstein, 5. Bruchstörung

Gebirge stellenweise später aufgetreten, als in den Bauxitgebieten des Süd- und Ostbakony, denn im Nordbakony ist auf den Bauxit an einzelnen Stellen unmittelbar das Mittelozän gelagert.

Lagerstätten im Hohen Bakony

Die Bauxitlagerstätten, die im Hohen Bakony bei Alsópere, Bakonynána und Tés vorkommen, sind in stratigraphischer Hinsicht von den bisherigen abweichend. Das bedeutendste von diesen ist die Lagerstätte von Alsópere (Abb. 21.).

Das Liegende ist obertriassischer Dachstein-Kalk das unmittelbare Hangende Oberapt-Munierenton. Demnach ist dem Bauxithorizont das Alter des Unterapt zuzuschreiben, er ist so der älteste unter den Bauxithorizonten des Mittelgebirges von Dunántúl. In dem Hangenden können über dem erwähnten Munierenton noch andere Bildungen der unteren Kreide (Mergel, Kalkstein), sowie Mergel aus der oberen Kreide, Eozän-Kalkstein, Sandstein und Konglomerat, Miozän-Sand und Ton, sowie Quartär-Sand, Ton, Schutt und Löss vorkommen.

Die Bauxitlagerstätte von *Alsópere* ist in einem mit der Längsachse von Südost nach Nordwest ausgerichteten Becken gelagert, und fällt der

kesseln eine Mächtigkeit von 40–60 m vorkommt, grösstenteils aus nicht umgelagertem Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt. Ansonsten enthält der Bauxit meistens bedeutende Mengen von Kieselsäure, wahrscheinlich als Folge der Umlagerung und der damit verbundenen Verunreinigung (Abb. 20.).

Hinsichtlich des Aufbaus der primären Bauxitlagerstätten lässt sich vorläufig nur aussagen, dass der gute Bauxit auch hier im allgemeinen in der Mitte der Lagerstätten auftritt. In den Lagerstätten ist gleicherweise gibbsit- und böhmhaltiger, sowie auch gemischter gibbsit-böhmhaltiger Bauxit zu finden.

Stratigraphisch lässt sich der Bauxithorizont mit dem Senon-Horizont von Iszkaszentgyörgy, Gánt, usw. identifizieren. Möglicherweise ist die Eozän-Transgression im Nordbakony-

Anteil der Komponenten

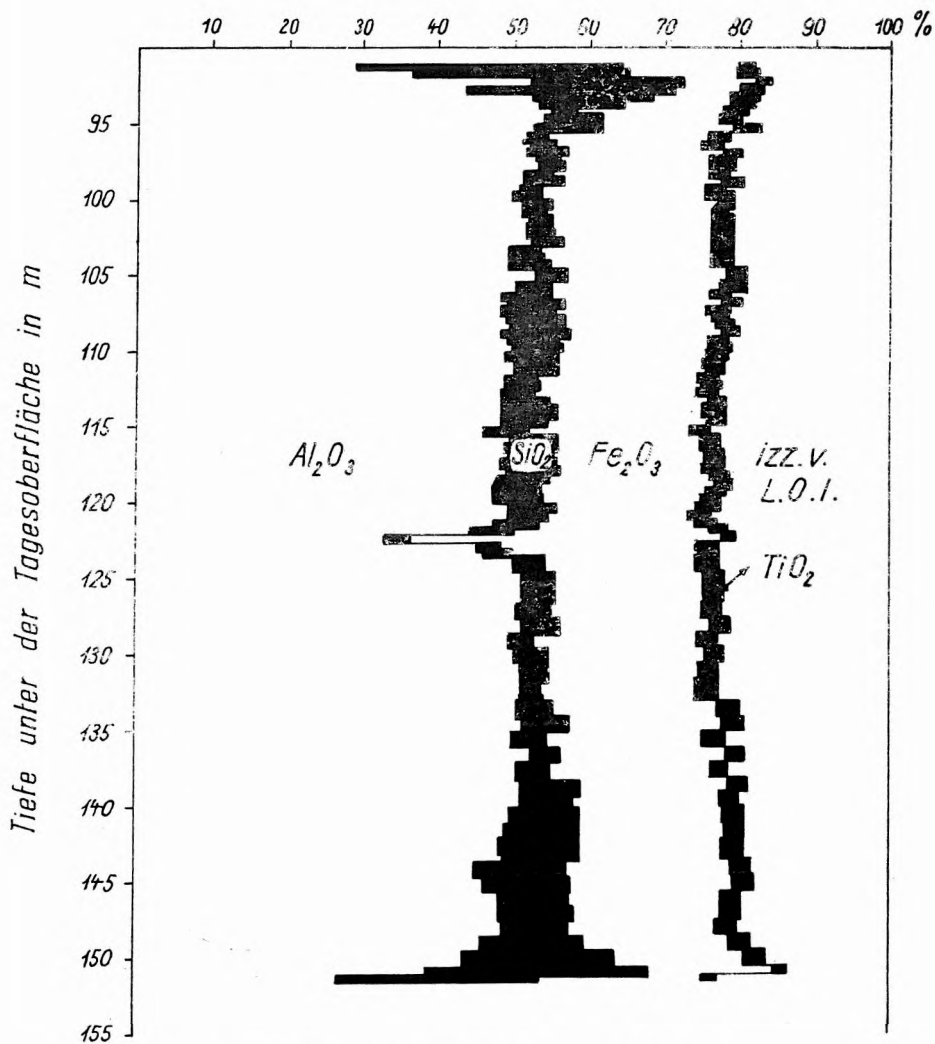


Abb. 20. Fenyőfő 3. Profil der Bauxitlagerstätte

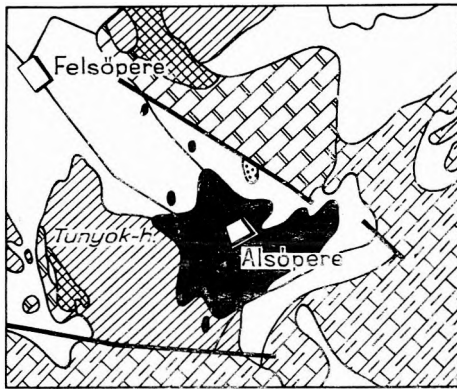


Abb. 21. Geologische Kartenskizze des Bauxitgebietes von Alsóperre (nach J. Noszky)

1. Quartärer Löss, Sand; sarmatischer Kies, 2. untereozäner Sand, Ton, 3. Unterkreide-Kalkstein, 4. Bauxit und bauxitführender Ton (untertags), 5. Unterjura-Kalkstein, 6. Obertrias-Kalkstein, 7. Obertrias-Dolomit, 8. Bruchstörung

Mittelgebirge des Dunántúl noch an zahlreichen Stellen Bauxitlagerstätten oder Indikationen vorzufinden, sogar im Nordostteil des Gebirges, wie z. B. bei Nagygyháza und Pilisszántó. In stratigraphischer und lagerstättenkundlicher Hinsicht bieten diese jedoch nicht mehr oder nichts wesentlich Neues, deshalb wird ihre Untersuchung hier nicht behandelt.

Neigung des Beckens entsprechend nach Nordwest ab, unter einer hangenden Schichtenreihe, die bis auf eine Mächtigkeit von 200–250 m ansteigt.

Der Bauxit ist meist tonig, deshalb ist die Menge des Bauxits mit kleinem Kieselsäuregehalt sehr gering, und bildet nur kleine Linsen innerhalb des tonigen Bauxits. In mineralogischer Hinsicht ist er überwiegend vom Böhmertyp mit bedeutenden Gibbsitgehalt (Abb. 22.).

Die Ausbildung und Ausdehnung der Unterapt-Lagerstätten deuten darauf hin, dass die Bauxitbildung zwar auf einem recht ausgedehnten Gelände erfolgte, doch die Ansammlung des Grundmaterials und das Ausmass der Bauxitbildung bei weiten nicht so bedeutend waren, als in der oberen Kreide. Die Umstände der Bauxitbildung waren also in der unteren Kreide weniger günstig, als in der oberen.

Ausser den erwähnten sind im

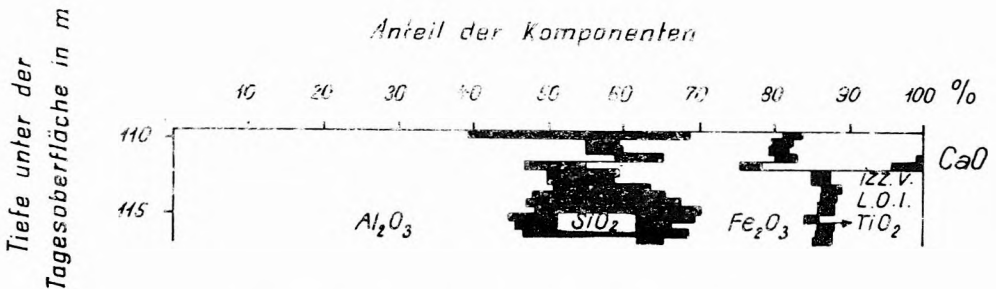


Abb. 22. Alsóperre. Profil der Bauxitlagerstätte

ZUSAMMENFASSUNG

Über die Ausbildung und den Aufbau der Lagerstätten lässt sich zusammenfassend folgendes sagen:

Die Bauxitbildung erfolgte teils im Unterapt-Horizont der unteren Kreide, teils in den Turon- und Senon-Horizonten der oberen Kreide, stellenweise mit Unterbrechungen in der oberen Kreide. Die Bauxitbildung in der oberen Kreide war hinsichtlich ihrer Ausdehnung und ihrer Ausmasse, sowie ihrer Intensität bedeutender, als die in der unteren Kreide. Eine besonders intensive Bauxitbildung ist in den linsenförmigen Lagerstätten von Nyirád und den Lagerstätten vom Schichttyp von Iszkaszentgyörgy (Kincses, József und Rákhegy) festzustellen, da an diesen Stellen die Lagerstätten grösstenteils aus Bauxit mit geringem Kieselsäuregehalt bestehen. Die Bauxitbildung in der unteren Kreide war im wesentlichen auf das Gebiet des heutigen Hohen Bakony begrenzt, wogegen sich die Bauxitbildung in der oberen Kreide auf einen bedeutenden Teil des Mittelgebirges von Dunántúl erstreckte.

Die Ablagerung des Grundmaterials des Bauxits erfolge überall auf einem verkarsteten Dolomit- oder Kalksteingelände, und die Bauxitbildung erfolgte während des warmen Klimas in der Kreidezeit.

In den einzelnen Lagerstätten ist der gute Bauxit meist in der Mitte zu finden, der untere und der obere Teil der Lagerstätte werden von weniger gutem Bauxit oder bauxithaltigem Ton gebildet. Der obere, schlechtere Bauxit ist häufig von umgelagerter Herkunft, und gehört so genetisch nicht zu dem primären Lagerstättenteil. Der Bauxit ist überwiegend böhmisch und böhmigibbsitisch, selten gibbsitisch.

Ein grosser Teil der ursprünglichen Bauxitlagerstätten wurde im Laufe der Untereozän-Transgression und der späteren Festland-Denudationsperioden erodiert, und so sind an zahlreichen Stellen nurmehr die Reste der einstigen Lagerstätten zu finden.

LITERATUR

- BARNABÁS KÁLMÁN 1957: Die geologische Erforschung des Bauxitgebietes von Halimba und Nyirád. — Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyve, Band XLVI. Heft 3.
- BARNABÁS KÁLMÁN 1960: Die stratigraphische Lage der ungarischen Bauxitvorkommen der Kreidezeit. — Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyve, Band XLIX. Heft 4.
- BARNABÁS KÁLMÁN 1966: Der Bauxit. — (im Band: Geologie unserer Minerallagerstätten. — In ungarischer Sprache.)
- BÁRDOSY GYÖRGY 1957: Der Bauxit von Szőc und Nyirád. — Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyve, Band XLVI. Heft 3.
- BÁRDOSY GYÖRGY 1961: Die geochemische Untersuchung des ungarischen Bauxits. — Budapest.
- SZANTNER FERENC, SZABÓ ELEMÉR 1962: Neue tektonische Beobachtungen auf Grund der Bauxitforschungen der letzten Jahre. — Földtani Közlöny, XCII. Heft 4.
- VADÁSZ ELEMÉR 1946: Die geologische Beschaffenheit der ungarischen Bauxitvorkommen. — Magyar. Áll. Földt. Int. Évkönyve, Band XXXVII. Heft 2.

K. BARNABÁS
Magyar Alumíniumipari Tröszt
Budapest XIII.,
Pozsonyi út 56.
(Ungarn)

STRATIGRAPHIC HORIZONS OF THE FOOTWALL AND HANGING-WALL FORMATIONS OF BAUXITE DEPOSITS IN HUNGARY

by

GY. KÁROLY, J. ORAVECZ, G. KOPEK and E. DUDICH JR.
(Hungary)

INTRODUCTION

The Hungarian bauxite occurrences are of the karst bauxite type. In the most cases the footwall is Upper Triassic dolomite or limestone, more rarely Middle Triassic dolomite, Jurassic, Lower, Middle or Upper Cretaceous limestone. Bauxite is usually covered, in the case of primary deposits, by Cretaceous or Eocene deposits. When the original cover has been removed, usually reworked bauxite is covered by Oligocene or Neogene sediments.

The present paper summarizes the accompanying rocks of Hungarian bauxites on the basis of data accumulated during the geological exploration work of the past years.

Mesozoic formations have been studied and summed up by GY. KÁROLY and J. ORAVECZ, the Eocene ones by G. KOPEK and E. DUDICH JR. Concerning the younger sediments, Á. JÁMBOR has been consulted in view of his valuable recent investigations. Z. VÖRÖS contributed much to the compilation of the data. The authors acknowledge their courtesy with grateful thanks.

1. STRATIGRAPHIC POSITION OF HUNGARIAN BAUXITES

Based on the age of their respective footwall and hanging-wall rocks, the Hungarian bauxite occurrences can be grouped into the following horizons (cf. Table and Fig. 1).

Horizon "0": reworked (redeposited) bauxites

According to our present-day knowledge, the period of bauxite genesis and bauxite accumulation in Hungary began in the Early Cretaceous and lasted until the Early Eocene, with local interruptions of varied durations. During this period several major emergences and erosions occurred. Due to this circumstance, bauxite has been partially reworked or completely destroyed over a considerable part of the original bauxite region. Depending upon the mode and measure of reworking (distance of transport, contamination, etc.)

redeposited bauxite is of rather varied quality. Within these secondary complexes commercial ore is to be found in minor lenses and interbeddings only. These are usually underlain by Mesozoic rocks and may be covered by any kind of Post-Eocene sediment.

Horizon Number One

A common feature of the deposits assigned to this horizon is that most probably they have been formed and accumulated mainly during the Hauterivi-an. They are covered by Barremian and Aptian sediments.

Bauxites of group "A" are underlain by Malm limestone, whereas those of group "B" — usually by Upper Triassic limestone or dolomite, respectively subordinate Jurassic or Cretaceous limestones. The distinction of the two groups is motivated by their different hanging-wall, being represented for group "A" (Nagyharsány) by Barremian *Miliolina*- and *Ostracoda*-bearing limestone, and for group "B" by Aptian *Munieria*-bearing and variegated clays (Alsópere-Tés).

Fig. 1. Stratigraphic horizons of the footwall and hanging-wall formations of some important bauxite occurrences in Hungary. All bauxite horizons are black coloured

Nagyharsány: 1. Lombardia limestone, 2. *Miliolina* and *Ostracoda* bearing limestone, 3. *Pachyodonta* and *Orbitolina* bearing limestone

Alsópere—Tés: 1. Hauptdolomit, 2. Kössen Beds, 3. Dachstein limestone, 4—7., 9 and 11—13. Jurassic limestone horizons, (8. Ammonitic marl, 10. Radiolarite), 14. Variegated clay, 15. *Munieria*-bearing complex, 16—19. Albian limestones, 20. Turrilitis marl. — 21. Lignitic clay (? III.) horizon, 22. *N. perforatus* horizon (X—XI), 23. *N. millecaput* horizon (XII). — 24. Freshwater-terrestrial series. — 25. Alluvium

Csehhánya: 1—3. see above, 4—10., 14 and 16—20. Jurassic limestone horizons, (11. Manganese ore, 12. Radiolarian clay marl, 13. cherty marl, 15. Radiolarite), — 21. Crinoidal limestone, 22. Variegated clay, 23. Requeñia limestone, 24. Terrestrial deposits, 25. Coal-bearing clay. — 26. Gravel, 27. *N. laevigatus* h. (III), 28. *Ass. spira* h. (IX), 29. *N. perforatus* h. (X—XI), 30. *N. millecaput* h. (XII). — 31. Clay, sand, gravel, marl, sandstone, conglomerate. — 32. Gravel (Miocene), — 33. Loess, gravel, sandy clay

Padragkút—Úrkút—Szenegál: 1—3. see above, 4—12., 17—18 and 20—26. Jurassic limestone horizons (13—14. Manganese ore complex, 15—16. Marl, 19. Radiolarite), — 27. Crinoidal limestone, 28—29. Clay, 30. *Munieria* clay, 31. Requeñia limestone, 32. Terrestrial deposits, 33. Coal-bearing complex. — 34. Gravel, clay, 35. Lignitic clay and marl, 36. *N. laevigatus* h. (III) 37. *Ass. spira* h. (IX), 38. *N. perforatus* h. (X—XI), 39. *N. millecaput* h. (XII), 40. Glauconitic marl h. (XIII), — 41. Clay, gravel, sandstone, conglomerate. 42. Basalt. — 43. Loess, gravel, sandy clay

Halimba: 1—3. see above, 4—6. Jurassic limestone horizons. — 7. Terrestrial deposits, 8. Coal-bearing complex, 9. *Gryphaea* marl, 10. *Hippurites* limestone, 11. *Alv. oblonga* h. (I), 12. Lignitic clay h. (II), 13. *N. laevigatus* h. (III), 14. *Ass. spira* h. (IX), 15. *N. perforatus* h. (X—XI), 16. *N. millecaput* h. (XII), 17. Glauconitic marl h. (XIII), 18. *N. fabianii* (XIV) and eventual younger (XV—XVI) horizons. — 19. Sandy clay

Ajka—Kolontár—Csabpuszta—Sümeg: 1. Marl, 2. Hauptdolomit, 3. Kössen beds, 4. Dachstein limestone. — 5. Terrestrial deposits, 6. Coal-bearing complex, 7. *Gryphaea* marl, 8. *Hippurites* limestone. — 9. Gravel, 10. Lignitic clay (I—II), 11. *N. laevigatus* h. (III), 12. *Ass. spira* h. (IX), 13. *N. perforatus* h. (X—XI), 14. *N. millecaput* h. (XII), 15. Glauconitic marl h. (XIII), — 16. Clay, sand, sandstone, gravel conglomerate (Upp. Oligoc. — Mioc.), 17. Clay, sandstone. — 18. Sandy clay

Nyírad—Nagytárkány: 1. Hauptdolomit, 2. *Alv. oblonga* h. (I—II), 3. *N. laevigatus* h. (III), 4. *Ass. spira* h. (IX), 5. *N. perforatus* h. (X—XI), 6. *N. millecaput* h. (XII), 7. glauconitic marl h. (XIII), — 8. Gravel, 9. „Leitha” Limestone, 10. Gravel sandstone, marl, 11. *Hydrobia* Limestone. — 12. Sandy clay

Fenyőfő—Bakonyzentlászó: 1. „Raibl” marl, 2. Hauptdolomit, 3. Dachstein limestone. — 4. Hierlatz limestone. — 5. Sand, lignite bearing complex, marl, 6. *N. perforatus* h. (X—XI), 7. *N. millecaput* h. (XII). — 8. Gravel, sand, sandstone, 9. Clay, sand. — 10. Loess, sandy clay

Iszszakzentgyörgy: 1. *Diplopora* bearing dolomite, 2. Hauptdolomit. — 3. *Alv. oblonga* h., 4. *N. laevigatus* h. (III), 5. *Ass. spira* h. (IX), 6. *N. perforatus* h. (X—XI), 7. *N. millecaput* h. (XII), 8. Glauconitic marl h. (XIII). — 9. Sandy clay with sandstone, 10. Variegated clay, 11. Clay (bentonitic), 12. Sand, clay. — 13. Sandy, gravelly clay, 14. Loess

Gánt: 1. Hauptdolomit. — 2. Variegated clay, 3. Lignitic clay, 4. *Miliolina* and *Melania* bearing limestone and marl, 5. *N. perforatus* h. (X—XI). — 6. Sandy clay

Table 1.

Bauxite Horizons in Hungary

Horizon	Group	Age and nature of immediate hanging-wall	Age and nature of immediate footwall	Occurrence, deposit	
"O"					
III.					
II.	"C"	Pliocene Oligo-Miocene	clastics, detritus clastics, detritus	Hippurites limestone Hauptdolomit	Sümeğ-Kozmatag Ócs-Nagyvázsony, Újbarok-Obarok
		Lower and Middle Eocene	gravel, lignitic clay	Hippurites limestone	Sümeğ-Csabpuszta, Ajka-Kolontár
		Oligocene Middle and Lower Eocene	marl, sandstone marl, limestone, variegated and lignitic clay	Kössen beds, Dachstein limestone, Hauptdolomit, marl, Diplopoda-bearing dolomite	Nyírad-Nagytár- kány-Darvastó, Szóc, Halimba-South, Városlód-Kislód, Fenyőfő-Bakony- szentlászló, Iszka- szentgyörgy, Gánt, Piliszsántó, Nézsza
II.	"B"	Upper Cretaceous (Senonian)	coal-bearing complex, terrestrial deposits	Requienia limestone	Padragkút-Úrkút
II.	"A"	Upper Cretaceous (Senonian)	coal-bearing complex, terrestrial deposits	Crinoidal limestone, Dachstein-type limestone, Dachstein limestone, Kössen beds, Haupt- dolomit	Halimba-North, Ajka- Kolontár-Csabpuszta, Bakonybél-Hubertlak
I.	"B"	Middle Cretaceous (Aptian)	limestone, Munieria clay, variegated clay	Crinoidal limestone, Dachstein-type limestone, Dachstein limestone, Hauptdolomit	Csehbánya, Úrkút, Alsópere-Tés
I.	"A"	Lower Cretaceous (Barremian)	Miliolina- and Ost- racoda-bearing lime- stone	Lombardia limestone	Nagyharsány

Horizon Number Two

This is subdivided into three (A, B and C) groups, assigned to the same horizon on the basis of their (assumed) identical age of genesis and accumulation, *i.e.* Turonian-Early Senonian.

Groups "A" and "B" are covered by Senonian terrestrial deposits and/or coal-bearing complex. The footwall of group "A" is represented by Upper Triassic dolomite, limestone, and Liassic limestone. The bedrock of group "B" consists of Middle Cretaceous *Requienia* limestone.

Group "A" includes the N sector of the bauxite deposits of Halimba, and those of Ajka-Kolontár-Csabpuszta, and Bakonybél-Hubertlak, while group "B" — the bauxites of the Padragkút-Űrkút area.

Group "C" is overlain by Eocene lignitic clay and limestone. The footwall is built up by Upper Triassic dolomite, Dachstein limestone, and "Kössen"-beds, dolomite being the most widespread bedrock. In the Iszkaszentgyörgy area, one part of the Bitó deposit is underlain by Ladinian *Diplopora*-bearing dolomite.

The bauxites of the Nyirád-Nagytárkány area, Szóc, the Halimba deposit, sector South, the Városlód-Kislód deposit, and the bauxites of the Fenyőfő, Iszkaszentgyörgy and Gánt occurrences, belong to this group, as well as farther to the NE the less important Pilisszántó and Nézsabauz bauxites.

Horizon Number Three

In the Ajka-Kolontár and the Sümeg-Csabpuszta area, the footwall of the ore is *Hippurites* limestone. Bauxite is locally of high-grade, and its stratigraphic position is well determined it being covered by Lower Eocene conglomerate, and lignitic clay, less often by limestone.

2. TYPES OF BAUXITE DEPOSITS

The shape of the bauxite deposits is determined by the prebauxite paleorelief modelled by tectonism and partly synbauxitization karstification as well as modified by posterior erosional processes. It depends upon the topography preceding bauxite accumulation whether stratiform deposits, lenticular bodies or lense groups have been formed.

Lense-shaped bodies and lense groups often fill in oriented series of karstic sinkholes (dolines), *e.g.* in the Nyirád-Darvastó or are lined up along structural lines, *e.g.* at Fenyőfő, and accompany the actual Mesozoic exposure borders.

The relationship between bauxite deposit evolution and tectonism was discussed by SZANTNER and SZABÓ (1962).

The following four types can be distinguished:

Stratiform deposits

Thickness of the deposit depends upon footwall topography. Continuity of the deposit is at some places interrupted by young faults; bauxite, however,

can be traced beyond these, too. This type includes the Halimba and Iszka-szentgyörgy deposits. The Gánt and Szóc bauxites are partially eroded remnants of similar, large stratiform deposits.

Trough fillings

The bauxite bodies fill in tectonic troughs of the bedrock delimited by faults. The typical example of this type is represented by the Fenyőfő occurrence.

Lense-shaped (lenticular) bodies

These are situated in small, mostly karstic depressions of the footwall. The individual lenses are either completely separated from each other, or they are connected to lense groups by thin and low-grade transitions (at Nyirád—Nagy-tárkány).

Pockets

Originally thin bauxite bodies located between hard limestone rocks may develop pocket-like "fingers" deepened into the further-karsted underlying, partly dislocated, limestone (Nagyharsány occurrence).

3. FOOTWALL FORMATIONS

All Hungarian bauxite deposits, without exception, overly carbonate rocks. Among these, dolomites are predominating; limestones and marls are subordinate.

Bauxite fills in the karstic-tectonic depressions of the carbonate rocks or covers them as a more or less continuous "blanket".

Mining and drilling evidence has revealed in all districts of bauxite mining, that the underlying dolomites are heavily fractured and powdered, and the limestones include numerous cavities and underground passages. In the Nyirád area, as is known from boreholes, 60–70% of the dolomite is powdered in a thickness of 150 to 200 metres.

The age of the bedrock ranges from Middle Triassic to Upper Cretaceous.

The oldest rock supporting commercial bauxite is the Ladinian *Diplopora*-bearing dolomite underlying the Bitó deposit in the Iszka-szentgyörgy area.

The most widespread footwall of commercial ore is the so-called Hauptdolomit, which was formed in the Transdanubian Central Mountains from the Late Carnian to the Raetian inclusive.

At Harsányhegy Hill, South Hungary, bauxite overlies Upper Jurassic *Lombardia* limestone. Subordinate bedrocks are the Dachstein Limestone and the Kössen beds as well as the Dachstein-type and crinoidal Liassic limestones. Recently drilling activity revealed bauxites overlying Aptian-Albian *Requienia* limestone in the Padragkút–Úrkút–Csehbánya vicinity.

In the Ajka–Kolontár–Csabpuszta area, commercial-grade bauxite is known to occur at two levels. The lower horizon is underlain by Carnian-Norian Hauptdolomite, whereas the upper one overlies Senonian *Hippurites* limestone.

4. HANGING-WALL FORMATIONS

Preservation of bauxite complexes has been assured by their becoming covered by younger sediments. If bauxite accumulation took place on open, cliff-type coastal plateaus, the sinkholes filled by bauxitic materials were destroyed by abrasion and bauxite was in most cases completely removed.

On the contrary, favourable conditions for bauxite preservation were provided by slow, gentle, gradual ingression. This process started by the formation of swamps, marshes, in which clayey lignites were deposited, followed by trackish-water lagoonal sediments. The bauxite body remained practically intact, with the exception of slight reworking and pyritization of the topmost part.

In the case of a vigorous, but not too abrasive transgression the immediate roof consists of coarse-grained clastic sediments (gravel, sand, limestone and dolomite debris), bauxite reworking goes deeper, in some cases down to the bedrock. This involves contamination and deterioration of quality.

The oldest hanging-wall is known to occur at the primary bauxite deposit of Nagyhasány, Villány Mts, South Hungary. As revealed by the recent investigations by FÜLÖP (1966), it is represented by Barremian *Miliolina* and (stracoda-bearing limestone, passing gradually into a *Pachyodonta*- and *Orbitolina*-bearing limestone member (I-A horizon).

In all other bauxite areas a considerably large gap exists between the bauxite deposit and its cover; nevertheless, apparent conformity is quite usual.

The bauxites of group I-B are assumed to have been formed and accumulated simultaneously with those belonging to group I-A. In the Csehbánya, Alóperre, Tés and partly the Padragkút-Úrkút areas, the continental period was somewhat longer; accordingly, these bauxites are covered by Aptian *Munieria* clay or variegated clay. (N.B. In the Csehbánya and Úrkút vicinities only bauxite traces are known in this horizon.)

It should be noted here, that at some places bauxite formation may have lasted considerably longer, the resulting bauxites have been, however, removed and redeposited, as testified to by bauxite interbeddings in the Aptian crinoidal limestone, in the Albian *Requienia* limestone, and even above these.

In the bauxite areas of Padragkút-Halimba, Ajka-Kolontár-Csabpuszta (horizon II-A) the immediate hanging-wall of the bauxite consists of Upper Cretaceous terrestrial deposits overlain by a coal-bearing complex.

The bauxites of horizon II-C are supposed to be of Upper Cretaceous-Paleocene age. These are the deposits of Nyirád, Fenyőfő-Bakonyszentlászló, Iszkaszentgyörgy and Gánt. They are overlain by (Lower and) Middle Eocene lignitic clay, *Miliolina* marl and subordinate limestone; In the Fenyőfő area, Upper Oligocene marl and at Pilisszántó Oligocene sandstone also occur in the immediate roof.

At Őcs-Nagyvázsony, redeposited bauxites are covered by Pliocene clay and fresh-water limestone.

The upper bauxite level of the Sümeg-Csabpuszta-Kolontár area, mentioned above, is underlain by Senonian *Hippurites* limestone and covered by Middle Eocene sediments. The available evidence is insufficient to decide whether it represents a genetically independent bauxite horizon.

5. DETAILED DISCUSSION OF THE MOST IMPORTANT BAUXITE AREAS

The Nyirád—Nagytárkány bauxite area is located in the SW region of the Bakony Mountains, between Sümeg and Szőc—Balatonhegy. The bauxite bodies are mainly in the N foredeep of the Triassic outcrops. The Triassic rocks subcrop towards the N beneath the young sediments of the Little Hungarian Plain.

In the basement, dipping towards the N, parallel zones of WSW-ENE strike could be recognized, from the Permian in the south through the Lower, Middle and Upper Triassic to subordinate Lower Jurassic members in the N.

As immediate bedrock of bauxite, only Carnian dolomite, Norian "Hauptdolomit" (in overwhelming majority) and in some spots Raetian Dachstein limestone are known. In the NW sector, at the dolomite/limestone contact, Kössen Beds have been discovered, overlain only sporadically by bauxite.

Both the dolomite and the limestone are strongly karsted, fissured, porous; dolomite is often powdered. They contain great amounts of karst water and mining operations are to be carried out without any impermeable protecting layer.

To the NW-W of Nyirespuszta—Kistárkány, the Triassic basement and/or the bauxite are overlain by a complete transgressive Upper Cretaceous series. This begins with a coal-bearing complex (clay, coal-shale, marl), grading into brackish-water deposits and ending with marine deposits, namely with the lithologically rather monotonous *Gryphaea* marl series passing vertically into the *Hippurites* reef-limestone of varying thickness. This *Hippurites* limestone is at the same time the footwall of the upper bauxite level.

In the greatest part of the area, bauxite is covered by Eocene sediments. Lower Eocene lithology is rather varied. It comprises lignitic clay, clayey lignite, *Miliolina* and *Alveolina* limestones, sandy limestone, calcareous sandstone. As for the fauna, rock-building *Miliolina*, and the Cuisian species *Alveolina oblonga* and *Alveolina rütimeyeri* are characteristic.

This Lower Eocene sequence can be traced towards Halimba and to the N of Devecser it passes into a purely marine, *Nummulites partschi*-bearing facies (DUDICH, HÓRISZT, 1964).

There is an erosional unconformity between the Lower and the Middle Eocene. The Middle Eocene sediments are transgressive overlying, at numerous places, bauxite and even directly the Triassic. The Middle Eocene sequence is relatively complete in the deeperlying, better-protected sectors.

The base of the Lutetian is represented by the hard, thinbedded limestones of the *Nummulites laevigatus* horizon. Above another unconformity the nodular limestones of the *Assilina spira* horizon, with *Assilina spira*, *Nummulites baconicus* and *Alveolina elongata*. This seems to grade continuously into the *Nummulites millecaput*-bearing limestone, with only local and lenticular occurrences of *Nummulites perforatus*, suggesting unfavourable conditions for this species. Farther upwards, *Nummulites millecaput* becomes very common, *Assilina exponents* and *Tubulostium spirulaeum* appear.

The two uppermost horizons of the Lutetian occur only in the N sector of the area. Here, the *Assilina spira* horizon seems to pass gradually into *Nummulites millecaput* horizon, characterized, beside the *N. millecaput*, by *Assilina*

exponens, by numerous *discocyclinids* and by *Tubulostium spirulaeum*. *N. striatus* is also present. The continuously developing glauconitic marl is rather poor in fossils. For a long time it was considered to be belonging to the Upper Eocene; this however is excluded, by the presence of *Assilina exponens* and *Conoclypus conoideus*.

At the W slope of the Fehérkövek Hill a conglomerate formed at the Middle/Late Eocene boundary is indicative of prepyreneic emergence. In the NE sector, however, recent drilling evidence proves continuous sedimentation passing to the Upper Eocene, the same as in the Halimba basin, suggesting paleogeographic connection.

Sedimentation was renewed only in the Middle Miocene. The thick Helvetian sequence consists of variegated clay, conglomerate, breccia; all these are very poor in fossils.

Transgression set in as late as the Early Tortonian. Basal quartz conglomerate covered the E sector, in varying thickness, to the Darvastó-Nagytárkány line to the W. It is overlain by a quartz sandstone member, with argillaceous-calcareous cement. This contains several tuffitic, biotite and muscovite bearing beds, grading upwards into hard, calcareous sandstone, and this, on its turn, passes into *Lithothamnium*-bearing limestone. This represents the regressive member of the cycle, with numerous interbeddings of fine-grained quartz gravel.

Another transgression ensued at the end of the Upper Tortonian and the beginning of Sarmatian, respectively. Its deposits can be traced in the W and S sectors, along the border of the Triassic basement exposures.

Limestones are overlain by marls, followed by limestones again. *Hydrobia* species are common, suggesting an almost fresh-water environment; coal stringers are indicative of lagoonal facies.

Upper Pannonian limnic sands and clays are known in some spots, they are more widespread in the N sector, overlain by Quaternary sediments.

The youngest deposits are represented by Holocene food-plain mud and gravel.

The Halimba bauxite area is separated from the previous one by the horst of Balatonhegy Hill. It is delimited to the NE by the Gyürhegy reverse fault line and to the S and SW by the Triassic outcrops.

The Mesozoic basement shows the same zonal pattern; Jurassic members appear in the NNW sector (Liassic). To the N of the Gyürhegy reverse fault line, the Triassic sequence reappears from the Carnian to the Norian dolomite inclusive.

The immediate footwall of bauxite is mainly the Norian dolomite and the Dachstein Limestone, and, at some places, the Kössen beds situated in between. Remnants of liassic limestone are subordinate.

In the SE sector there are some bauxites underlain by *Requienia* limestone. This is compact, crystalline, of reef facies, thick-bedded; its upper part contains *Orbitolina* species.

Karst water danger is less imminent than in the Nyírád area. The Kössen beds contain impermeable marls; and the cavities and fissures of the Upper Triassic and Liassic limestones are filled, down to a considerable depth, with bauxitic clay.

In those sectors where the immediate bedrock is dolomite, water intrusions are to be counted with. In these parts, however, the lower 3–5 metres of the bauxite complex are clayey, of noncommercial quality, and act as a protecting layer.

The Halimba bauxite deposit is overlain in its N sector by Upper Cretaceous deposits, while in the S one by Eocene sediments.

The Upper Cretaceous sedimentary cycle begins with terrestrial, mostly variegated sandy clay marls, with interbedded conglomerates. Often it is difficult to draw a boundary between the bauxite and its roof, because the bauxite was partly reworked. The rock debris are composed of Mesozoic limestone and dolomite fragments; quartz is rare. This pinches out towards the S, due to erosion. In the N sector, it is overlain by the Ajka coal-bearing complex. Some downfaulted blocks of the latter are covered by *Gryphaea* marl and *Hippurites* limestone. The coal-bearing complex comprises 4–7 workable paralic coal seams.

The Upper Cretaceous sequence, and in the S sector the bauxite or the Triassic basement itself, are overlain by Eocene sediments.

It is in this area that the Eocene sequence is the most complete in the Southern Bakony Mountains. (Uplifted blocks support Eocene series partly cut by erosion.) Lower, Middle and Upper Eocene are all present. Lower Eocene is rather similar to that of the Nyirád–Nagytárkány area: lignitic clay, *Miliolina* marl. It is dated by analogy, for lack of any index fossils.

Middle Eocene is subdivided, here too, into five horizons. In the lowermost nodular limestones of the *Nummulites laevigatus* horizon yields also *Nummulites baconicus*, *Assilina spira*, even *Assilina praespira* have been found. The connection of this horizon with the *Assilina spira* horizon is unclear as yet. This latter contains *Assilina spira*, *Nummulites baconicus*, and a small-size, inflated form of *Nummulites millecaput*.

The *Nummulites perforatus* horizon appears more distinctly, growing thicker towards NE. The *Nummulites millecaput* horizon is represented by thinbedded limestones with marly lenses, which are rich in *discocyclines*. The characteristic fossils are *Nummulites millecaput*, *Assilina exponens* and *Nummulites striatus*. *Mollusca* and *Echinoids* are also common.

The last Middle Eocene horizon, that of the glauconitic marls, yields *Assilina exponens*, *Tubulostium spirulaeum*, *Discocyclinids*, *Conoclypus conoides* and a few *Nummulites millecaput*. The two upper horizons contain a well-preserved association of decapod *Crustaceans* (at Pityerdomb Hill).

The Middle Eocene grades continuously into the mighty Upper Eocene series of marls, marly sandstones, with repeated andesite tuffite intercalations. It is poor in fossils and is poorly known faunistically. *Discocyclinids* and *Nummulites* display local lense-shaped accumulations. Stratigraphic datation and zonation is hoped to be achieved by means of planktonic *foraminifers* now under study.

The sequence is closed by Miocene and Pannonian clastic, mostly sandy sediments, in the NW sector, growing thicker towards N.

The Fenyőfő—Bakonyszentlászló area lies at the NW border of the Northern Bakony Mountains, delimited to the S by the Zirc basin, to the W, E and N by the young depression of the Little Hungarian Plain. Corresponding with

the northern limb of the Bakony synclinerium, the Mesozoic formation appear in zones growing younger from the N to the S.

The Upper Triassic basement consists of two structural units. The NW is built up by Carnian marls and dolomites, while the SE one by Norian Hauptdolomit, with associated Dachstein limestone and some Jurassic strata.

The older NW unit is upthrust, along a tectonic plane of NE-SW strike, over the SW, younger unit. Bauxite is practically restricted to the SE unit.

The hanging-wall formations are also divided by a fault of NW-SE strike into two different units: 1. Eocene-Pleistocene, in higher position, 2. Oligocene, in lower position. There are numerous unsettled problems concerning the Eocene of the Fenyőfő area. At the base, lignite lenses have been developed, of probably Middle Eocene age. There are two seam groups separated by a variegated clay member of variable thickness.

The lignitiferous complex is overlain in the S sector by the *Nummulites perforatus* horizon, represented by *Nummulites brongniarti* bearing sand, calcareous sandstone, and subordinate limestone; upwards, *Nummulites perforatus* bearing limestones are widely developed. In the N sector these deposits are apparently missing and the lignitiferous complex is directly overlain by the limestones of the *Nummulites millicaput* horizon, containing, beside *N. millicaput*, numerous *discocyclinids*, scarce *Molluscs* and *Lithothamnium*. Other fossils are rare. Higher Middle Eocene and Upper Eocene members are missing.

In the NW part of the area, Eocene sediments occur in the "shadow" of faults, in small remnants only. Here, the immediate hanging-wall is composed of a 150 m thick series of variegated clay and sand, overlain by Lower Pannonian siltite and fine sandy clay. The sequence is closed by Holocene blown sand.

The upper part of the lower, thick elastic sequence can be well identified with the faunistically proved Upper Oligocene rocks of the northern foreland of the Bakony Mountains (JÁMBOR, 1966). The lower part lithologically resembles the Upper Oligocene, too, but is differently coloured. The chemical investigations admit correlation with the Upper Oligocene Szápár horizon, nor, one can not exclude its relationship with the Lower Senonian variegated clays, either.

The Iszkaszentgyörgy bauxite area is located at the SE border of the Bakony Mountains.

In this region, Paleozoic is represented by Silurian sericite shales ("phyllite"), Early Paleozoic diabase, and Permian red sandstone. Mesozoic is composed of a thick and complete Triassic sequence, and by bauxite itself.

Lower Triassic begins with elastic, sandy, micaceous Seisian marls, grading into chemical sediments (Campilian limestone, marls alternating with dolomite beds, dolomite). Middle and Upper Triassic are represented mainly by dolomites. Younger Mesozoic formations are missing (with the exception of bauxite), due to erosion. The Paleozoic-Mesozoic basement zones are of NE-SW strike.

The Ladinian dolomite represents the oldest known immediate bedrock of commercial bauxite (Bitó deposit). From Iszkaszentgyörgy to Gánt, it crops out in several blocks, and has been traced by drilling as well. It develops from the Lower Ladinian Muschelkalk, cherty limestone, and dolomite beds.

Higher Triassic members are the dolomitic Carnian marl and the Carnian-Norian Hauptdolomit. This series can be hardly subdivided, because fossils

occur only at some levels of the mighty series which is, in addition, dissected by faults. The Triassic rocks are fissured, karsted, and contain big quantities of karst water.

The immediate hanging-wall of the bauxite has been dated Middle Eocene. Higher in the roof, towards E-NE, Oligocene, Miocene, Pannonian and Pleistocene formations are also known to occur. In the Pannonian stage, high-quality glass sand has been discovered.

The Eocene series of the area displays a wide variety of facies. The thickest Middle Eocene profile is to be found at the centre of the area. It begins with a lignite bearing complex at the base, in form of lignitic clay and clayey lignite, grading upwards into the sediments of the *Nummulites perforatus* horizon, composed of alternating limestone, marl, sandstone, and tuffite beds, and characterized by *Nummulites striatus*, *N. perforatus*, *N. bronjniarti*, *N. discorbinus*, and in brackish-water interlayers, by *Alveolina fragilis* and *Alveolina fusiformis*.

N. striatus occurs locally particularly in the upper half of the horizon, in rock-building amount, suggesting a paleogeographic connection with the NE region of the Transdanubian Central Mountains. Locally numerous species of *Molluscs* and *Echinoids* also occur.

The *N. perforatus* beds grade into these of the *Nummulites millecaput* horizon. This is represented in the littoral zone by marly limestone, whereas in the interior of the basin — by marls. Both of these pass upwards into porous, slightly clayey, glauconitic limestone, poor in fossils. Only some *discocyclinids*, *Tubulostium spirulaeum*, and a few *pelecypod* and *gastropod* nuclei have been found in it. This corresponds obviously with the glauconitic marl horizon. Upper Eocene is missing.

Eocene sediments, or where they have been removed, older formations are overlain by an Upper Oligocene series which is of considerable thickness in some sectors (JÁMBOR, 1968). This series starts with an alternation of laminated, grey, fine- to medium-grained, arcose, biotite and muscovite bearing sand and sandstone strata. These often contain fragments of floated trunks, and other plant remnants. Subordinate gravels consist of quartzose phyllite, metamorphosed sandstone, and mesozoic limestone pebbles. Sedimentation was cyclic, each cycle beginning with coarser-grained clastics, grading into finer-grained sand, silt, clay and clay marl. Clays are usually variegated, feebly stratified, of granular to nodular texture; fauna is scarce, the occurring *Molluscs* are limnic or terrestrial species.

Oligocene is overlain by a relatively homogeneous complex of variegated clay. It supports laminated clays with dacite tuff intercalations, readily correlable with the Tortonian roof of the Várpalota lignite complex. Accordingly the age of the variegated clays may be assumed as Burdigalian-Helvetian.

The afore-described sedimentary cycle is followed by terrestrial, sandy and gravely variegated clays with bentonite intercalations. *Molluscs* suggest their Sarmatian age. With continuous sedimentation, increasingly pelitic deposits grade to the Pannonian. The Lower Pannonian can be subdivided, on the basis of characteristic fossil associations, into two horizons, the lower being the horizon of small *Limnocardium* species, and the upper one that of *Congerina czjzeki*. The Upper Pannonian consists of alternating clays, sands and siltites. Pleistocene is begun with fluvial gravel and closed by Würm loess.

The Gánt bauxite area is in the SE sector of the Vértes Mountains. The bauxite deposits have been extracted by opencast mining since 1926. Thanks to its favourable geological setting and excellent ore quality, at its flourishing period Gánt was the biggest-output bauxite mine of the world.

Bauxite is underlain by Carnian-Norian Hauptdolomit. Older Triassic members are encountered towards the SSE, being exposed, or, more often, covered by Tertiary and Quaternary sediments.

The Hauptdolomit shows the most mature paleokarst relief in Hungary. Bauxite overlies this karsted, also tectonically preformed surface. Bauxite bodies are delimited laterally partly by faults, partly by pinching out.

Present-day deposits are considered to represent erosion remnants of an original, large stratiform deposit of great thickness.

The immediate hanging-wall is Middle Eocene, overlying bauxite concordantly. The lowermost part consists of variegated clay, *Miliolina*- and *Mollusca*-bearing marls and marly limestones, with repeated interbeddings of lignitic clay. All these are freshwater to brackish-water sediments, deposited in closed embayments and lagoons.

The Gánt Eocene is connected, through the Csákberény Eocene, with that of the previously characterized Iszkaszentgyörgy area. What has been said about that, applies also here, at least in its outlines. In the roof of the more or less lignite-bearing complex a very rich *Molluscan* fauna occurs, in the lower strata of brackish-water, in the upper ones already of almost marine environment. This fauna was first discovered at the near-by Fornapuszta, and it was repeatedly described by ZITTEL (1862), PAPP (1897), and in a comprehensive monography by SZÓTS (1953), including materials collected from Gánt itself.

Above the *Miliolina* marl and *Melania* limestone, in some places sand, calcareous sand, sandstone, clay marl, sandy limestone strata of the *Nummulites perforatus* horizon are present. *N. perforatus* itself is very scarce here, accompanied by *N. brongniarti*; however, rock-building *Nummulites striatus* permits datation. In the Csákberény area thick brackish-water *Miliolina* marls are intercalated in the *N. perforatus* horizon, at places accompanied by lignite seams.

Higher Eocene members are missing in the Gánt area. Younger sediments are represented only by Pleistocene rock debris.

GY. KÁROLY

Bauxitkutató Vállalat

Balatonalmádi

(Hungary)

J. ORAVECZ

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar Földtani Tanszék

Budapest VIII., Múzeum krt. 4/a

(Hungary)

E. DUDICH and G. KOPEK

Magyar Állami Földtani Intézet

Budapest XIV., Népstadion út 14.

(Hungary)

THE STRUCTURAL-GEOLOGICAL CONDITIONS AND HISTORY OF DEVELOPMENT OF HUNGARIAN BAUXITE DEPOSITS

by

F. SZANTNER and E. SZABÓ
(Hungary)

Extended explorations have been carried out in the past ten years in our bauxite regions, in order to create the bauxite basis necessary for the rapid development of the Hungarian aluminium industry. In the first stage of explorations the bauxite occurrences in more favourable locations, at small depth were explored and after these had been delimited we were gradually forced to explore the deeper-lying deposits. This displacement also took place in our bauxite mining. Previous to the fifties chiefly the bauxite deposits at small depth, above the karst water level or only slightly below it, were worked, but at present nearly half of the production comes from deep mines subject to water hazard.

Most of the Hungarian bauxite regions have heavily fractured structures and the involved tectonic conditions have hampered both the bauxite prospecting and bauxite mining activities. Therefore a detailed study of the tectonic elements has been important for the industry.

In the course of the systematic and increasingly intensive exploration a large number of exploratory data was accumulated and their evaluation and synthesis is being carried out at present along several lines, in accordance with the complexity of the Hungarian bauxite problem. In the course of this evaluation we undertook a preliminary and in some places detailed tectonic analysis of the immediate and the more remote area of the Hungarian bauxite regions. The evolved history of development and the present new structural geological conception with regard to bauxite exploration has proved more favourable in several areas than the old one and thus it has become possible to indicate further regions for exploration with a more favourable structure.

Because of the unpredictable quality variations of the Hungarian bauxite in the horizontal and vertical direction a very dense and detailed network of test holes is employed in bauxite prospecting. The test hole network has a maximal density of 100×100 ms, and in some cases an extension of several square kms, even when the depth of the overlying rock exceeds 200 ms. As compared to the exploration of other mineral resources, the large number of exploratory data has permitted not only the solution of the practical and theo-

retical problems of bauxite prospecting but has also made it possible to draw conclusions now and in the future which may contribute to settling the still open question in numerous branches of the Hungarian geology.

The dense test hole network has made it possible among others to carry out the most exact tectonic evaluation possible with regard to the present stratigraphical composition of the bauxite occurrences. In most bauxite regions we succeeded in defining not only the amount and location of the tectonic movements, but also the combinations of the basic orogenic movement with the more recent orogenic phases, that is to say, we have managed to separate the various orogenic phases that were acting on the region. Naturally our statements concerning the various bauxite occurrences and the orogenic phases are not of equal value, since the geological history of development and the stratigraphical position of the deposits are dissimilar. In order to illustrate this fact we present in Supplement I. the stratigraphical composition of the chief Hungarian bauxite occurrences in a summarized form. On studying the underlayer, bauxite and overlying complexes it is found that several nearly identical types may be evolved while considerable divergences are found especially in the superincumbent complexes, irrespective of their geographical position.

According to our present knowledge bauxite horizons of the Lower Cretaceous, Upper Cretaceous and Upper Cretaceous—Lower Eocene ages may be distinguished in our primary bauxite deposits. The Lower Cretaceous horizon includes the bauxite occurrences at Padragkút, Alsópere, Tés and Nagyharsány. Each bauxite complex, with the exception of that at Nagyharsány, has been deposited discordantly, with a large sediment gap on the Upper and Middle Triassic carbonate underlayer complex. The immediate superincumbent of the bauxite is formed in most cases by Cretaceous or Eocene formations. Our oldest superincumbent formation is the Lower Barremian limestone of the Nagyharsány occurrence with *Miliolinæ* and *Ostracoda*.

During the geological ages part of our bauxites was lifted up to the surface and underwent partly denudation and partly re-accumulation. Such secondary complexes, which have been re-located once or several times, are known from several places. Re-accumulation may have taken place at various ages starting from the Lower Eocene.

Thus in the main Hungarian bauxite occurrences large stratigraphical gaps are found equally towards the underlayer and towards the superincumbent layer as a consequence of a partly stratigraphical and partly erosional unconformity. This hinders and in some cases completely prevents the detailed investigation of some orogenic phases. At the same time it is a great advantage in regional comparative evaluation that—due to the dissimilar geological history of the development of our bauxite areas—complexes representing several stages may be found, if not above each other, at least next to each other. This enables us to make more exact statements concerning the extent, the age and the course of the orogenic movements.

Within the limited scope of the lecture it is not possible to give a detailed description of the structural conditions of the Hungarian bauxite areas. We can merely present some concrete examples, disclose a part of the general conclusions and give a structural geological sketch of the main occurrences.

In the geological literature on karst-bauxites we have already previously encountered the recognition of the fact that the troughs in the terrain have promoted the conservation of the bauxite. Our observations in the last few years have included beyond the statements found in literature—the recognition of the indirect and direct effect of the fractures on the base material of the bauxite and on the bauxite itself in preforming deposition, in a quantitative and qualitative sense, and in conserving the deposits.

For a better ease of survey we have listed the basic cases of the efforts at extension—as they are manifested on the various orogenic phases—and their main combinations for our chief bauxite areas (Fig. 1.).

The basic cases and the main combinations have been developed only for the fractured structural elements, since these are predominant in the bauxite areas of the Transdanubian Central Mountains. Since our bauxites belong for the most part to the Upper Cretaceous bauxite horizon and the detailed exploration of the deposits of the Lower Cretaceous age, which are securely defined by the superincumbent, has not been carried out as yet, we only used the data for the Upper Cretaceous horizon in our compilation.

Basic case No. 1. proves a tectonic movement previous to the formation of the bauxite; it indicates that the differences of level occurring at the surface of the Triassic basement as a consequence of Late Kimmerian tectonic movements were equalized during the lengthy period of denudation preceding the formation of the bauxite. In this case the underlying member was scoured up to the level of the thrown hanging member and thus it did not exercise any preforming effect on the deposition of the bauxite. In a favourable case it may influence the quality by creating a good draining situation. Such faults are rarely disclosed by boring because of the denudation. They are more easily discovered if the extent of dislocation and denudation has been large. In this case dissimilar rocks are found along the plane of fracture. This is the case in the bauxite area of Halimba where in the whole area of the basin the overthrust of the Upper Triassic dolomite on the Dachstein-Kalk may be followed by boring for several kilometers. Also at Halimba and further also at Fenyőfő the Karnian marl contacts the Norian "Hauptdolomite" along an overthrust plane. A similar position exists in the graben of Mór separating the Bakony and Vértes mountains, where passing from the Southeast to the Northwest the Lower, Middle and Upper Triassic formations are in tectonic contact with each other.

On the basis of our knowledge on the above-mentioned bauxite areas the Late Kimmerian movements were compressive and the overthrusts occurred from Northwest towards Southeast. These our conclusions agree with the observations of the geologists working in other fields of raw materials exploration in the Transdanubian Central Mountains.

The basic cases 2a and 2b show the Austrian preforming fractures, basic cases 3a, 3b, 3c, and 3d the preforming and partially preforming fractures of the Sub-Hercynian phase. On the basis of open-cut bauxite mining and data of exploration collected by boring we concluded that in the investigated Hungarian bauxite areas those preforming faults which have produced the tectonic grabens promoting the accumulation of the base material of the bauxite and of the bauxite itself are connected with these orogenic movements. In the various bauxite areas they are of great significance in developing the amount

Fundamental cases

Character		Disjunctive																
N° of figure	1	2/a	2/b	3/a	3/b	3/c	3/d	4/a	4/b	5/a	5/b	6/a	6/b	7/a	7/b	8/a	8/b	
Orogenic phases	Late kimmerian	Austrian		Sub-Hercynian pre-phase main-phase, post-phase				Laramian	Pyrenean and Savian		Early Styrian		Late Styrian		Attic		Rhodanian and Roumanian	
Effect on the bauxite	effect unknown	totally	partially	totally	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially
kw= indirect		rarely	detracting	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming
kn= direct		rarely	detracting	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming	forming

mainly deteriorating, direct+indirect
rarely - quality improving

Main combinations (rejuvenations)

Character		Disjunctive															
N° of figure	2/a+3/a	2/b+3/b	2/b+3/c	2/b+5/d	2/b+3/a	2/b+4/a	2/a+4/b	3/c+4b	3/d+4/b	2/b+5/s	2+a+5/b	2+5+7/b	3/b+6/b	3/b+7/b	3/b+8/b	4+5+8/b	5+6/a+7+8/b
Orogenic phases	Austrian+Sub-Hercynian		Austrian	Austrian	Austrian	Sub-Hercynian +Laramian	Sub-Hercynian	Pyrenean (Savian)	Pyrenean (Savian)	Austrian + Laramian (Savian)	Austrian (Savian)	Austrian (Savian)	Sub-Hercynian Styrian Attic	Sub-Hercynian Rhodanian (Roumanian)	Laramian (Savian)/Rhodanian	Laramian (Savian)/Rhodanian	Pyrenean (Savian) Styrian Attic Rhodanian
Effect on the bauxite	strongly	partially	partially	partially	totally	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially	partially
kw= indirect	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming	preforming
kn= direct	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely	rarely

Fig. 1. Fundamental cases of disjunctive tectonic forms and their combinations in the bauxite areas of Hungary

Q-P = Pleistocene and Pliocene formations, Pa = Pannonian formations, M = Miocene formations, To = Tortonian formations, H = Helvetic formations, E = Eocene formations, K₃ = Upper Cretaceous formations, black = Bauxite complex, T = Triassic formations, sinuous line = unconformity.

and quality of bauxite and chiefly in conserving it, partly, because in the fracture grabens the base material of the bauxite and eventually the displaced bauxite itself was able to accumulate at greater depths and partly, because during the process of bauxite formation the optimal conditions of drainage created in the area of the graben by the fractures and by the more intensive preliminary karstification following on these latter promoted the leaching of the silica. Thus in otherwise identical conditions the bauxite in the graben is of a better grade than the average bauxite in the surrounding areas.

According to our observations *the preforming tectonics immediately preceding the creation of the bauxite had the highest significance from the point of view of the development of the amount and grade of the bauxite.*

The preforming tectonics also played an important role in the later conservation of the bauxite. In a large part of the Hungarian bauxite areas extensive denudation took place because of emergence directly after the formation of the bauxite at the end of the Senonian, in the Oligocene and in the Lower Miocene, as for instance at Halimba, Nyírád, Nagytárkány, Fenyőfő and Gánt. The denudation preceding the Senonian and occurring at its beginning is proved by the upper re-accumulated part of the bauxite complex of Halimba, that of the end of the Cretaceous age by the complete denudation of the very thick Upper Cretaceous hippuritic limestone and gryphaean marl complex and by the bauxite lenses which have remained only in the troughs of the Nyírád and Nagytárkány areas, and the denudation in the Oligocene and Miocene by the partial or complete scouring of the Eocene strata which in some places had a thickness of several hundred ms. In some of our bauxite areas after the denudation of the immediate overlying Cretaceous formations the bauxite was exposed, in other areas in the absence of the Upper Cretaceous overlying formations it was exposed for a longer time than in the former areas. Its relatively soft substance was less resistant to the influence of the erosional forces, it was rapidly contaminated and was conserved only in protected places, in tectonic grabens and karst troughs.

In the bauxite areas, where the bauxite was exposed because of emergence and denudation, preforming tectonics played a significant role. This is proved most strikingly by the bauxite area of Fenyőfő which was explored in 1959. The bauxite was completely denuded from a large part of the area, together with the Eocene strata, and Miocene formations were deposited directly on the Triassic basement. The overwhelming majority of the high-grade bauxite reserves is situated in preforming fractured grabens. In such a graben the thickest bauxite complex of Hungary may be found with a thickness of 60 ms; 56 ms of which are industrial grade material in spite of the more adverse geological circumstances (Fig. 2.).

According to our conclusions the preforming orogenic movements may be taken belong to the Austrian phase in the case of the Halimba bauxite and also by analogy in the case of the Nyírád–Nagytárkány bauxite which is supposed to be of nearly identical age, and to the Austrian—subhercynian orogenic phase in the case of the Gánt, Iszkaszentgyörgy, Fenyőfő bauxites formed at the boundary of the Cretaceous and the Eocene.

In the case of a bauxite re-located after extensive denudation in principle the grabens produced by more recent movements may also act as preformers,

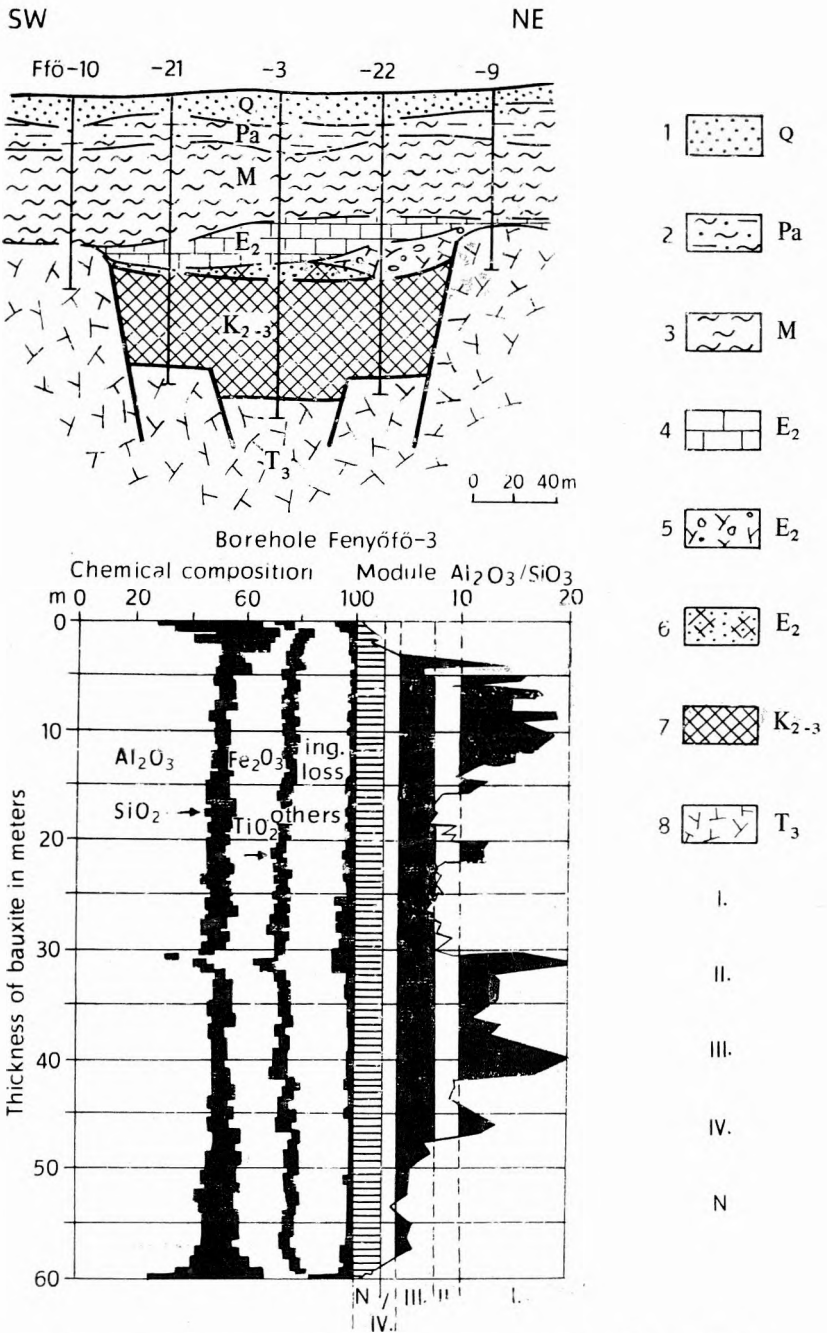


Fig. 2. Preforming tectonic graben. Bauxite body of Fenyőfő-I.

I. Pleistocene sand, 2. Upper Pannonian marl, clayey sand, 3. Miocene marl, sand, etc. — Middle Eocene: 4. limestone, 5. dolomite detritus, 6. bauxite bearing sand. — 7. Cretaceous bauxite; 8. Upper Triassic dolomite — I. First grade ore, II. Second grade ore, III. Third grade ore, IV. Fourth grade ore, N = Non-economic bauxite

but in this case no bauxite formation can occur any more, since the appropriate climatic and other conditions are absent.

On the basis of the character of the bauxite deposition in Hungary formerly the following types of formation were distinguished: seams, tectonically fractured seams, lenses, stringlike lenses and nest-like formations. On the basis of the tectonic investigations this series was supplemented by the type of fracture graben formation.

From the above it may seem that we attach no sufficient importance to the karst forms in our bauxite areas. We are conscious of the fact that in some geological ages karstification played no subsidiary role. The influence exerted by karst depressions on the bauxite is nearly identical with the effect of tectonic grabens. Their importance varies; in some regions the preforming grabens predominate, in others the karst depressions.

The basic cases 4a and 4b illustrate the Laramian orogenesis. The fracture penetrates the bauxite and the immediately overlying Upper Cretaceous strata group, but not the Eocene complex. This phase may be studied reliably wherever the Upper Cretaceous formations have not been denuded. F. DARÁNYI from his investigations in the Ajka coal basin concluded that "on comparing all faults of the Upper Cretaceous complex of the coal basin with the structure detected at the boundary of the Lower and Middle Eocene, these were found in each case to be completely concordant so that the Upper Cretaceous sediments are deposited like overlying rock on the Middle Cretaceous complex."

This automatically yielded the following result: At the base of the strata complex of the Ajka basin, that is to say, at the only point of the Transdanubian Central Mountains where the succession of strata would be suitable for proving this, there is no proof of any Laramian orogenic movements. "The observed phenomena may be regarded as valid for the whole of the Central Mountains." From our explorations on the Halimba bauxite occurrence we are unable to agree with this statement. In the Halimba basin, that is to say, quite close to the Ajka coal basin, the presence of Laramian orogenesis is quite clearly indicated and proved by Upper-Cretaceous formations. The frequency and extent of faults produced in this phase is also very considerable. As an example, a very deep tectonic graben of very slight extension, created by the Laramian movements, is shown in Figure 3.

In the Laramian movements the deterioration of the bauxite grade may occur as the result of a direct effect simultaneous with movement, but also indirectly with subsequent precipitation from the solutions penetrating downward along the fault plane. To this latter cause may be ascribed in part the very high CaCO_3 content of the bauxite in some part of the Halimba bauxite deposit.

The Pyrenean and the Savian orogenic movement has influenced the bauxite and the Eocene overlying formations. This movement in general also represents a very large unconformity in the Hungarian bauxite areas, where the Oligocene formations are absent and Middle Miocene formations are deposited directly on the Middle and Upper Eocene limestone and marl. The Pyrenean, the Savian and—in case Tortonian formations are deposited directly on the Eocene—also the Early Styrian orogenic phases belong to this large sediment gap. These phases have practically identical effects on the bauxite

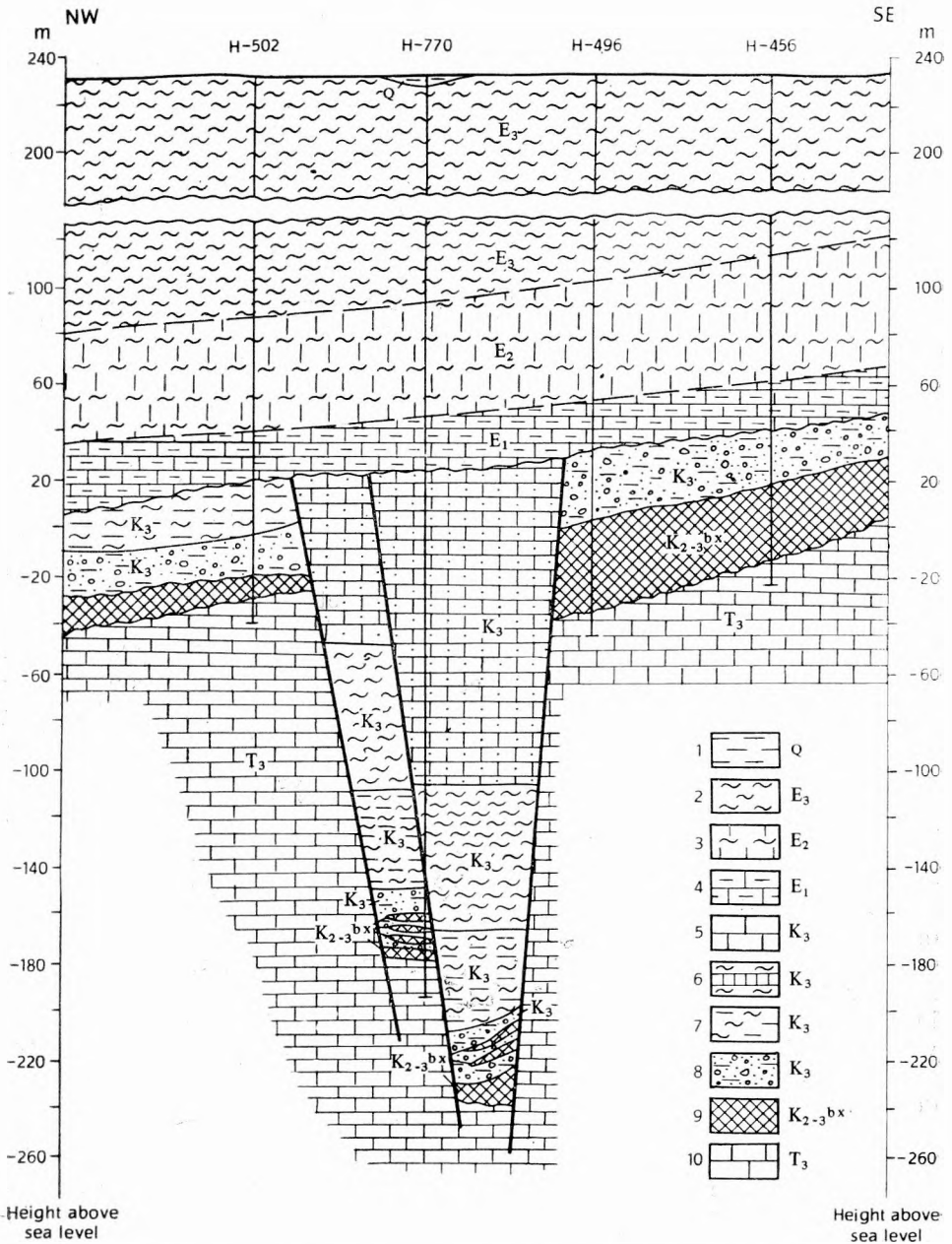


Fig. 3. Tectonic graben revealed by drilling Halimba H-770

Pleistocene: 1. clay. — Eocene: 2. marl, 3. calcareous marl, 4. limestone. — Cretaceous: 5. Hyppuritic limestone, 6. Gryphaean marl, 7. clayey marl with coal, 8. terrestrial sediments, 9. bauxite. — Upper Triassic: 10. "Dachstein" limestone

and on the overlying rock so that they cannot be separated in general. Frequently they may be revealed as rejuvenations of older faults, preceding the formation of the bauxite.

The most recent formation participating in the Styrian orogenic movements shown in basic case No. 6 is of Helvetian resp. Tortonian age according to whether the movements occurred in the Early or Late Styrian phase. Such faults may be encountered often in the whole Transdanubian Central Mountains. They are frequent in our bauxite areas, *e. g.* at Nyirád, Halimba, Fenyőfő, *etc.* In some places their determination is problematic, because of the absence of the Miocene resp. levelling problems of the complex. The movements were of a disjunctive character and acting with great force they produced faults in the chief directions of Northeast–Southwest and at right angles to these, in the Northwest–Southeast direction.

The Attic orogenic phase is shown in the basic case No. 7. The Miocene formations participated in the movement, but not the Pannonian formations. The movement appears most frequently as a rejuvenation of old faults with considerable heights of faulting.

A part of the older structural movements was rejuvenated once or repeatedly in the more recent orogenic phases. In the case of a favourable stratigraphical composition there or four orogenic phases may be revealed. The combinations shown in Figure 1. represent only a fraction of the actually existing cases. Lack of space prevents us from showing the rest of the variations.

Summarizing the above, it may be concluded that in the Hungarian bauxite areas a significant part of the orogenic movements acting in the period between the Trias and the Pleistocene may be demonstrated and the existence of numerous further orogenic phases is probable. The extent and frequency of the various movements is very variable in the various occurrences, as may be concluded from the proved cases. Their effect on the deposition of the bauxite, on the deposited amount and eventually on its quality changes as well as on its preservation is also variable. In this respect the tectonic evaluation based on the bauxite explorations of recent years has led to the following conclusions:

1. In the development and preservation of the amount of bauxite a very important and sometimes decisive role is played by the preforming tectonics immediately preceding the formation of bauxite, over and above the erosional and karst forms of the underlying region.

2. The performing structural movements often produce fault grabens enclosed from all sides and bounded by faults.

3. In the area of the tectonic grabens the more favourable draining caused by the faults and by the intensive karstification consequent on these may have promoted the leaching and removal of the silica.

4. It has been observed that the relation between the thickness of the bauxite complex and the thickness of the high-grade middle layer is valid in general for bauxite complexes in preforming grabens; that is to say, the deeper the graben and the greater the thickness of the bauxite complex, the better the average grade of the complex.

5. The fault graben has protected the bauxite from denudation. To this may be ascribed a part of our present bauxite reserves.

6. In the Hungarian bauxite occurrences the role of preforming tectonics is variable. In some areas it plays a more significant role than in others.

7. The system of faults and lithoclasia of the tectonic grabens has promoted the karstification of the underlying formations. Thus karstification is connected with tectonic grabens. However, karstification may also occur independently.

8. In the case of a complete denudation of the overlying strata the more recent structural movements may also create preforming grabens for the re-locating bauxite, but here no bauxite formation can occur, since the climatic and other conditions are absent.

9. A part of the preforming faults has been rejuvenated once or several times, partially or completely during the later geological ages.

10. The following basic cases may be distinguished with regard to preforming tectonics and thickness of the bauxite:

- a) The thickness of the bauxite exceeds the height of faulting, the bauxite extends beyond the edge of the graben;
- b) the thickness of the bauxite equals the height of faulting, the graben limits the extension of the bauxite;
- c) the thickness of the bauxite is less than the height of faulting, the graben is only partly filled with bauxite. In this case the graben limits the extension not only of the bauxite but also of some overlying formations.

After these general structural statements concerning the Hungarian bauxite occurrences let us review briefly the structural geological situation and history of the development of the various areas.

Halimba bauxite area

In the bauxite area the oldest members of the Mesozoic basement are the Norian Hauptdolomite and the Rhaetian Dachsteinkalk. Under the influence of the Late Kimmerian orogenic phase the Triassic—and possibly the Lower Jurassic—formations were heavily fractured and overthrust along planes parallel to the strike of the Central Mountains under the effect of a compressive force acting in the Southeastern direction. This produced the tectonic contact between the dolomite and the Dachsteinkalk which may be revealed in the whole of the Halimba basin. Parallel overthrusts with a Northeast–Southwest strike were formed also in other parts of the basin but they may be proved definitely by boring only where the denudation subsequent to the Trias has completely denuded the Dachsteinkalk from the overthrust member.

At the end of the Kimmerian movements, and possibly later, in the subsequent phase, the individual blocks were displaced horizontally along cross fractures. In section III of the Halimba deposit a horizontal displacement of about 170 ms has been found. This value is not large compared to the displacements which have occurred in some places in the Bakony. J. NOSZKY JUN. mentions horizontal displacements of several hundred ms from his explorations in the area of Szentgál, Alsópere, Zirc, Bakonybél, Ugod and Bakonyjákó and one instance of several kms between Úrkút and the Tűzköves mountain at Szentgál connected with the dolomite mass of the Űsti mountain.

A part of the overthrusts was rejuvenated in consequence of the more recent movements.

In the area of the occurrence itself no transgression took place from the Lower Liassic to the Senonian stage of the Upper Cretaceous. However, this area may have been a conical karst area with low relief near to the seashore. The nearness of the seashore is indicated by the almost completely developed Lower Cretaceous marine sequence to the Northwest, the levelling of which has been studied in detail by J. FÜLÖP. He concluded that “the finding of the

Barremian strata sequence of marine origin formed in the overlying strata of the Valanginian–Hauterivian formations with sediment continuity has eliminated the sediment gap of a significant length of time in the Barremian stage which extended to the whole of the Bakony mountains.”

An example of periodic marine inundation may be found in the immediate Eastern boundary area of the occurrence. In the so-called Padragkút bauxite area Middle Cretaceous limestone with *Requienia* has developed with considerable thickness (area of borings K-18, K-56). Within the limestone complex several bauxitic clay strata of some m thickness may be found. The overlying stratum of the limestone has been shown to be a complex of commercial grade bauxite of considerable thickness below an Upper Cretaceous terrestrial sediments and coal deposits.

The emergence, denudation and re-location following on the Lower Jurassic and lasting until the Senonian created appropriate conditions for bauxite formation. A large part of the bauxite base material or bauxite formed in the Lower Cretaceous was re-deposited by the end of the Turonian into the tectonic grabens preformed by the Austrian movements and into the karst depressions. The redeposit is proved definitely by the bauxite gravel, dolomite and limestone detritus interdepositions in the bauxite complex. F. SZANTNER and M. ERDÉLYI carried out investigations in 1960 concerning the very high CaCO_3 content of the bauxite complex.

The possibility of bauxite formation is concluded by the transgression starting in the Senonian. The sediment cycle begins with a terrestrial sand and detritic complex and continues with a shoreside-paralic coal complex of a thickness exceeding in some places 100 ms. The marine members of the Upper Cretaceous, Gryphaean marl and Hippuritic limestone are generally developed with large thickness.

The Laramian movements prevailing after the Cretaceous period have affected this area rather heavily. A significant part of the older fractures was rejuvenated and simultaneously numerous new faults were formed. From the exposed parts the very thick Upper Cretaceous complex was partially or completely denuded. The whole strata sequence was preserved only in protected places, in the tectonic grabens. Such a graben is shown in Figures 3. and 4, A.

After the denudation at the end of the Cretaceous, the Eocene transgression started. In our area the Eocene complex is most complete in the Southern Bakony. It begins with Lower Eocene varicoloured clay, lignitic clay and marl with *Miliolina* and continues with the easily levelled Middle Eocene limestone with *Nummulites* and the glauconitic marl complex. The thick Upper Eocene marl sequence has also developed and was not denuded.

The Pyrenean movements raised the area to a varied extent and turned it into a continental region. However, few proven displacements occurred directly on the bauxite deposit in consequence of orogenic movements after the Eocene. The recent movements may be studied readily by the Upper Cretaceous complex with coal deposits dipping to the North, by its denudation towards the south and by the terrestrial sediments.

In the vicinity of the bauxite deposit, especially in the northern direction (Fig. 4, B) in the region of Gyúrhegy and Kolontár the recent movements have created faults with heights of faulting of several 100 ms.

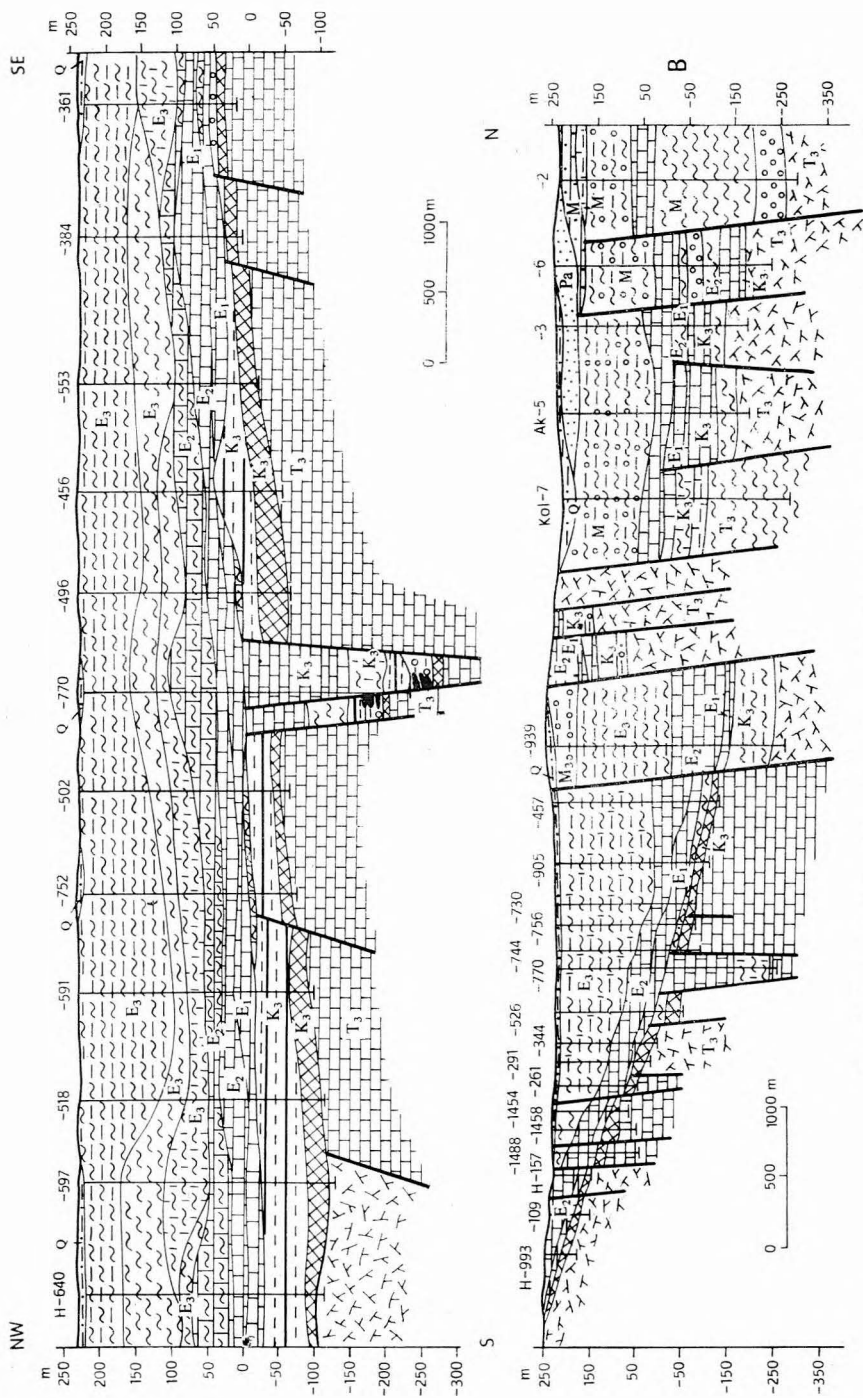


Fig. 4. General tectonic sections across the Halimba bauxite area

Q = Pleistocene clay, sandy clay, Pa = Pannonian sand, M = Miocene gravel, marl, clay, limestone, E₃ = Upper Eocene clay-marl, marly limestone, marl, E₂ = Middle Eocene limestone, marly limestone, E₁ = Lower Eocene limestone, calcareous marl, — Upper Cretaceous (K₃) (in downward succession): Hippurites limestone, Gryphaean marl; clay with coal; terrestrial deposits; Cretaceous bauxite, — T₃ = Upper Triassic dolomite and Dachstein limestone

The bauxit region of Nyirád and Nagytárkány

As compared to the Halimba occurrence the history of development of these two bauxite areas shows divergences in spite of the geographical nearness. In opposition to Halimba the Upper Cretaceous sequence may be found only to the Northwest of the great dislocation line bounding the Nagytárkány occurrence towards the Northwest (Fig. 5).

Probably the dislocation line formed the boundary of the Upper Cretaceous marine transgression and thus the Upper Cretaceous sediment complex did not develop on the bauxite deposits. In consequence it is not possible to indicate with certainty the Laramian movements.

The geological history of the closely connected Nyirád and Nagytárkány bauxite areas was essentially identical with regard to the temporal manifestation of the orogenic phases; differences exist only in the strength and amount of the movements, the frequency and direction of the faults.

In the latter area the fractures are in general somewhat less frequent and their height of faulting is lower, the subsidiary directions North-South and West-East, diverging from the main fracture directions Northeast-Southwest and Northwest-Southeast, are more frequent. Our respective data agree with the conclusions of F. DARÁNYI concerning the North-South and East-West structural lines in the West-Bakony.

Both in the Nagytárkány and in the Nyirád areas the preforming fractures are of an extension character. Their formation is ascribed to the Austrian orogenic phase. Their height of faulting rarely exceeds 25 ms. In case of greater heights of faulting they are usually combined with rejuvenation.

The immediate overlying strata of the bauxite are represented by Lower Eocene strata of extremely variable petrographic development. In consequence of the intra-Lutetian denudation an unconformity is observed between the Lower Eocene and the Middle Eocene complexes. The higher horizons of the

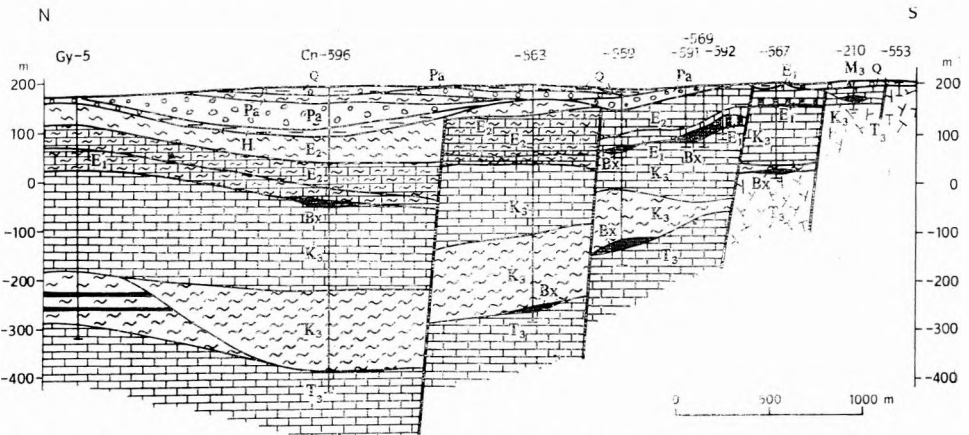


Fig. 5. General geological section across the Nagytárkány—Csabpuszta bauxite area. Q = Pleistocene clay. Pa = Pannonian marl. M = Miocene gravel, clay, limestone detritus. E₂ = Middle Eocene marl, limestone, marly limestone, E₁ = Lower Eocene limestone, marly limestone, lignitic clay. K₃ = Upper Cretaceous limestone, marl, coal-bearing complex, black : bauxite. T₃ = Upper Triassic limestone, dolomite

Middle Eocene may be found only on the northern part of the bauxite area. The Pyrenean movements have produced extensive emergence and during the period of denudation lasting until the Middle Miocene in the northern part of the occurrences the Upper Eocene horizons, in the central parts the upper horizons of the Middle Eocene and in the southern parts the complete Eocene complex together with the bauxite was denuded.

After the Eocene a renewed sedimentation started in the Middle Miocene. Beside the Helvetian and Tortonian formations, Sarmatian limestone and Pannonian sand-clay complexes are also found. The recent orogenic phases are readily separated and proved by these formations. Among the rejuvenations the Pyrenean, the Styrian and the Attic movements are observed most frequently. These latter movements have resulted in faults with great heights of faulting. This is especially striking in the Nyírad occurrence. Our prospecting borings and the geophysical surface measurements carried out recently have revealed in the Northeast part of the bauxite area a tectonic graben in the size of several square kms. with a depth of 800 ms at its deepest part, formed by recent fractures. This graben forms the Northeast boundary of prospecting in the bauxite area from the point of view of economics and mining.

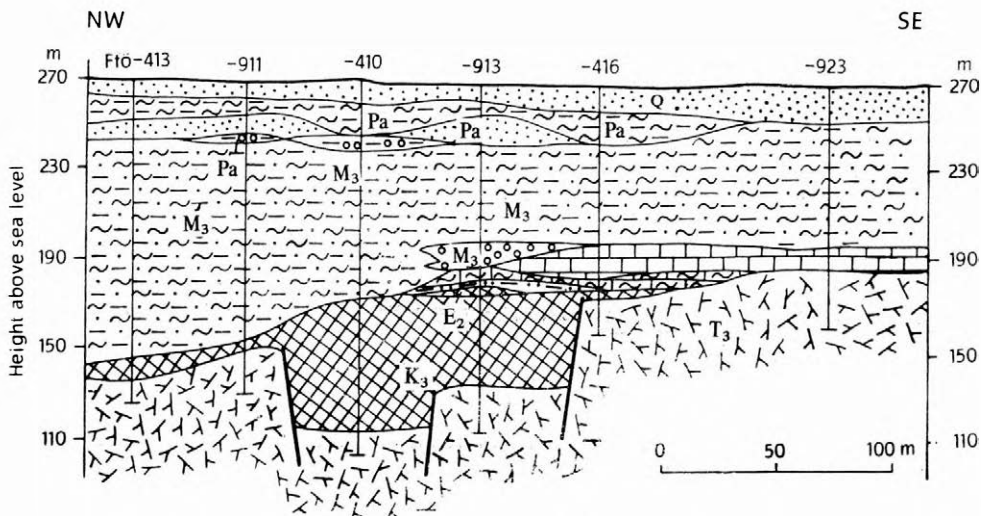
The Fenyőfő bauxite area

Fenyőfő, the most recently explored bauxite occurrence of Hungary may be found at the northwestern edge of the Bakony mountains, descending stripwise, with step-like fractures towards the Small Hungarian Plain.

In the northwestern part of the occurrence large overthrusts were formed by Late Kimmerian movements. During the lengthy period of denudation the more recent, overthrust formations of the Upper Triassic, the Rhaetian Dachstein-Kalk and the Norian dolomite were denuded and along the plane of overthrust the Karnian—Raiblian marl contacts the Hauptdolomit.

In the Austrian—Subhercynian phase the preforming tectonic grabens developed in the whole area. In the grabens combined with karst troughs the height of faulting of the faults may attain 40 to 60 ms because of the more strongly manifested movements (Figures 2. and 6.). Among the Hungarian bauxite occurrences it is the Fenyőfő bauxite area in which the preforming tectonics were of the greatest significance. The high-grade bauxite is found for the most part in lenses combined with tectonic grabens.

In this area no Cretaceous overlying formations are known. The continuous bauxite deposit of considerable thickness which formed in this period was exposed to denudation before the formation of the Middle Eocene overlying complex, probably at the end of the Upper Cretaceous and in the Lower Eocene and remained only in protected sites, especially in the tectonic grabens. The Eocene strata sequence begins with coaly clay and—after a varicoloured clay complex of dissimilar thickness—continues again with a coaly complex. Limebearing sandstone and limestone with *Nummulites perforatus* and in the North limestone with *Nummulites millecaput* has been deposited on this with continuous sedimentation. Presumably the Upper Eocene formations had also developed but these were denuded.



Fenyőfő-Borehole 410

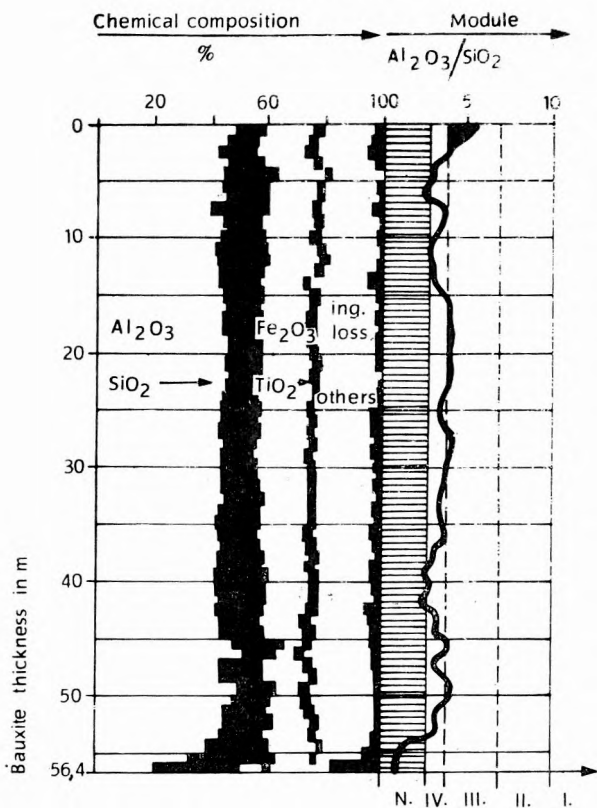


Fig. 6. Preforming tectonic graben. Bauxite body of Fenyőfő-II.

Q = Pleistocene sand, Pa = Pannonian clayey marl, sand, M₃ = Sarmatian siltite, clayey marl, sand, E₂ = Middle Eocene limestone, marly limestone, K₃ = Cretaceous bauxite, T₃ = Upper Triassic dolomite. I = First grade ore, II = second grade ore, III = third grade ore, IV = fourth grade ore, N = non economic bauxite

After the Eocene the area was subjected to large-scale denudation. In the northeastern parts the Eocene complex, together with the remaining bauxite, was completely denuded. In the center and in the southern part of the area the lower horizons have been preserved in protected sites. In the northwestern parts after the denudation of the Eocene overlying strata the bauxite was redeposited and its grade completely deteriorated in some places.

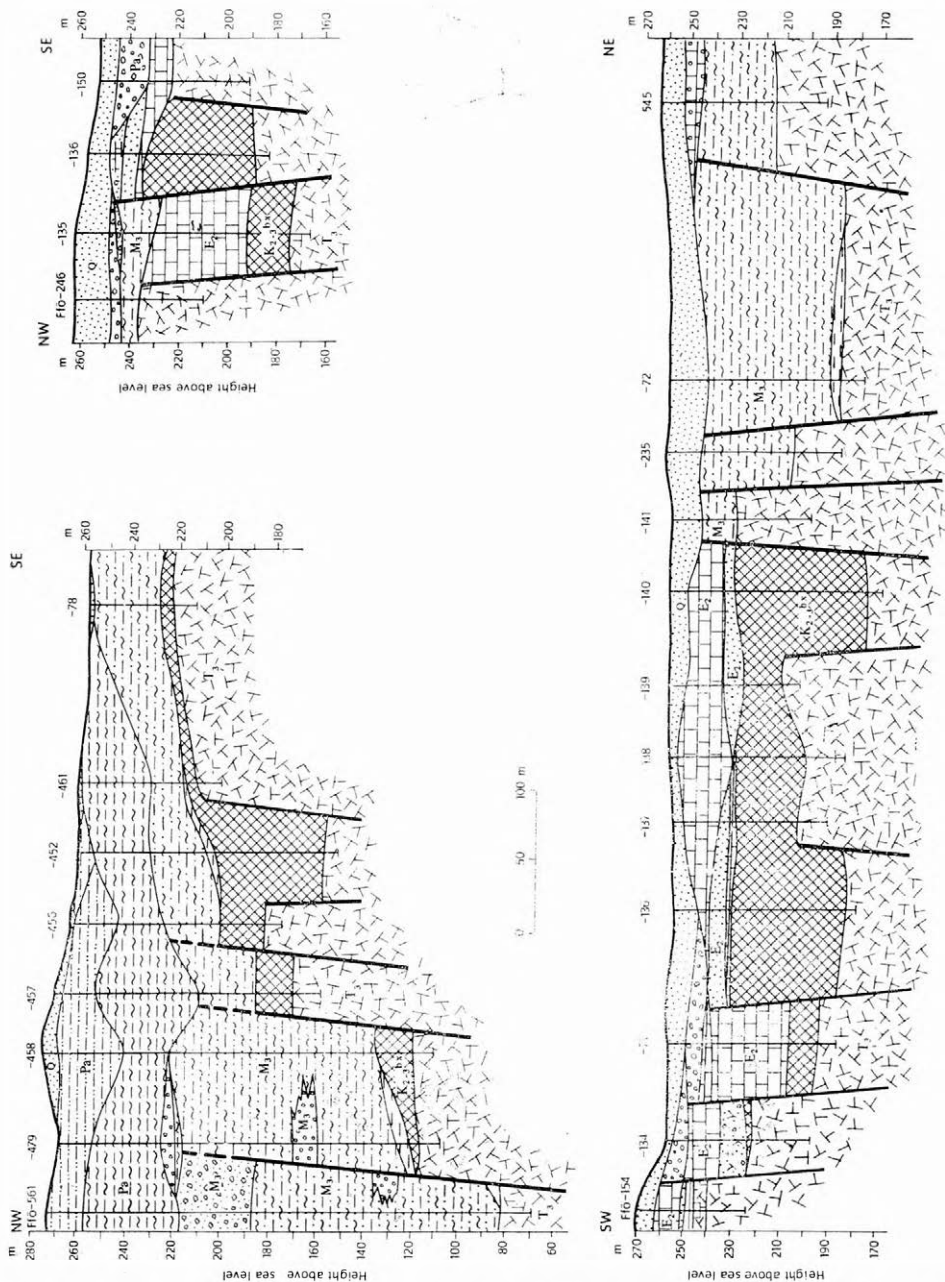


Fig. 7. Preforming and young faults as well as the combinations of them in the Fenyőfő bauxite area

Q = Pleistocene sand, Pa = Pannonian clayey marl, clayey sand, gravel, M_3 = Upper Miocene siltite, grit, E_2 = Middle Eocene limestone, sand, limestone blocks, limestone debris, K_{1-3}^{bx} = Cretaceous bauxite, T_3 = Upper Triassic dolomite, dolomite debris

An Oligocene sequence of varicoloured clay and sand in a thickness of over 100 ms and above that Upper Miocene aleurolith was deposited on the partially denuded Eocene formations, in their absence directly on the bauxite and in the barren parts on the Triassic dolomite.

The more recent orogenic movements have divided the occurrence into smaller grabens and upthrusts, partly by the rejuvenation of the older faults and partly by more recent longitudinal and transversal faults. The combinations of older and more recent movements may be readily studied on the bauxite lenses which have been explored in detail (Fig. 7). The profiles show that the various blocks moved repeatedly and also in opposite directions and therefore on the higher-lying blocks often older formations and on blocks lying in deeper, more protected positions only more recent formations may be observed.

The Iszkaszentgyörgy and Gánt bauxite areas

In both areas the time of formation of the bauxite may be assigned to the Upper Cretaceous with a continuity of bauxite formation up to the beginning of the Middle Eocene. The geological development of the underlying and overlying complexes includes Paleozoic, Mesozoic, Tertiary and Quaternary formations. The underlying strata of the bauxite are composed of limestone and dolomite which exhibit a continuity of sedimentation from the Lower Triassic to the end of the Upper Triassic. In the upper horizons of the Triassic complex the gradual decrease of terrigenous substances and the preponderance of chemical sediments indicates the gradual advance of transgression. We have no data on the Jurassic and Cretaceous sediment formation. By analogy one may assume the development of the Lower Jurassic.

The bauxite accumulated primarily in the Cretaceous was denuded and in part repeatedly redeposited, until it was finally covered by the Middle Eocene sediments. The Eocene transgression occurred gradually; at first mainly those parts were inundated which had been depressed by the tectonic movements and the higher-lying parts were covered only by the more transgressive members of the Middle Eocene.

At the end the Eocene on the occurrences which had assumed a continental character in consequence of the Pyrenean movements the Eocene complex was subjected to considerable denudation. Its partial preservation was possibly only in the depressed and protected sites. In the lengthy continental period a continental Upper Eocene sand, sandstone and clay complex of considerable thickness was formed. A Middle and Upper Miocene varicoloured clay complex is deposited on this, and above that we find a Pannonian marine clay complex of considerable thickness (Figure 8.).

The tectonic block profile presented in Figure 9. also shows that the Iszkaszentgyörgy and Gánt bauxite occurrences are located on the Southwest and Northeast edge of the tectonic graben of Mór and Csákberény, between the Bakony and Vértes mountains. The structural development of these two bauxite areas is closely connected to and largely identical with the history of development of the grabens.

It may be regarded as a geological success of bauxite prospecting in the last few years that we have succeeded in determining the positions of the blocks of



the graben system which are located at very different depths and tilted in very varying degrees and in showing that the southeastern part of the Mór graben is formed really by an elevation of terrain connecting the Bakony mountains with the surface Triassic blocks at Magyaralmás which—while divided structurally—is situated in a prominent position as compared to the further parts of the graben and in which bauxite deposit may be found in a large area below Eocene overlying formations. In the northwestern direction the graben becomes continually deeper and attains its deepest point in the continuation of the Rákhegy side-graben — at a sea-level altitude of 320 ms.

The Csákberény graben is closed towards the Northeast by a fault with a height of faulting of 500 ms. The depth of the graben does not vary for about 3 kms in the southeastern direction and further—after an elevated block—it attains again the previous depth through step-wise faults.

In the area of the grabens—apart from smaller parts—the Triassic basement may be found at a depth of 80–450 ms. This depth is not yet unfavourable from the point of view of bauxite prospecting.

Both grabens are asymmetrically developed. Their southwestern side has been formed by step-wise faults with heights of faulting of 50–100 m. On the northeastern side they are bounded by an abruptly rising fracture line which creates a level difference of 100–500 m.

It became evident at the beginning of the explorations that the graben of Mór and Csákberény is structurally one of the most complicated areas in Hungary with a very variable history of development. The older fractures were rejuvenated repeatedly and in some places in opposite directions in consequence of the Tertiary orogenic movements and this combination of older and more recent movements has produced a very complicated structure which can be understood only after a most detailed examination extending to each block separately.

The grabens were created by the Tertiary tectonic movements although the Secondary orogenic forces also played part in preforming their structural elements.

In the Triassic period a continuous sediment collecting area extended in place of the Bakony and Vértes mountains, at this time the grabens did not yet exist. Almost the whole Triassic complex was overthrust on each other in the southeastern direction under the effect of a force acting from the Northwest in the Kimmerian phase.

According to the most recent stratigraphical, petrographical investigations carried out by MRS. E. VÉGH—NEUBRANDT, MR. J. ORAVECZ and J. PUSKÁS on the overlying rocks of the exploratory bauxite borings in the Mór graben progressively more recent Triassic formations are found from the Southeast towards the Northwest in zones arranged in a southwestern–northeastern direction. Our borings sunk in the Southeast of the graben have indicated a sequence of Seisian—Kampilian limestone, marl and sandstone, and towards the Northwest progressively Ladinian dolomite with *Diplopora*, Lower Karnian dolomite, Karnian limestone with marl, flint and dolomite and finally Norian Hauptdolomite. The bauxite deposited on the Upper Triassic rocks and the Eocene formations date the extensive orogenic movements and the denudation of the Upper and Middle Triassic strata to the period preceding the accumulat-

ion of the base material of the bauxite, *e. g.* to the period from the end of the Upper Triassic to the Upper Cretaceous.

In the middle and the Southeast of the Mór graben and in the area of the Csákberény graben no significant structural preformation of the grabens occurred until the Eocene, although these areas were much affected by the Secondary orogenic movements. The history of development of the northwestern part and northern foreground of the Mór graben diverges considerably from that of the central and southeastern part. In the northwestern part continuous sedimentation occurred with slight interruptions up to the Turonian stage, but the central and southeastern parts were emerged continental regions up to the Middle Eocene and here the conditions for bauxite formation and accumulation existed.

The Austrian and Subhercynian movements produced the preforming tectonic grabens.

At the end of the Cretaceous in the heavily fractured part of the Mesozoic basement between the Bakony and the Vértes mountains the initial tectonic grabens were formed by the Laramian movements by subsidence along large transversal faults. The Eocene sea transgressed into these partially already developed grabens. In consequence of the extensive post-Eocene denudation in the grabens Eocene formations are found at present only on the blocks that lead an almost independent structural life which have been depressed by the Pyrenean movements and emerged only slightly during the later rejuvenations. The Pyrenean movements have resulted in significant changes in the history of the grabens. By partially rejuvenating the fracture lines of the Laramian movements, this phase introduced the division of the area covered by Eocene formations into grabens and upthrusts.

Because of the difficulties of levelling the Oligocene and Middle Miocene complexes of considerable thickness and because of the very variable petrographical development the more recent phases cannot be distinguished precisely. In addition to the Styrian and the Attic phases the Rodanian and Romanian movements were also manifested very vigorously in this area, as proved by the Pannonian formations. The more recent faults have considerable heights of faulting (Figures 8. and 9.).

In summarizing the above, we present the orogenic phases detected in the main bauxite areas of Hungary in Figure 10.

In conclusion it may be stated that the extensive prospecting of bauxite carried out in the Transdanubian Central Mountains has permitted a detailed evaluation of the structural geology and history of development of the bauxite areas. This evaluation is important not only from the point of view of geology, but also from that of economy, since it opens up possibilities of delimiting and prospecting new areas of exploration where the immediate overlying formations of high-grade bauxite have not fallen victims to the process of denudation.

F. SZANTNER and E. SZABÓ
Bauxitkutató Vállalat
Balatonalmádi
(Hungary)

DIE BAUXIT-VORKOMMEN DER OBERKREIDE IN DEN OSTALPEN UND DEREN PALÄOGEOGRAPHISCHE BEDEUTUNG

von

A. W. RUTNER
(Austria)

In den Ostalpen sind nur 4 Bauxit-Lagerstätten bekannt, die diesen Namen verdienen: (1) Brandenburg nördlich Rattenberg in Tirol, (2) Nordhang des Untersberges bei Salzburg, (3) Unterlaussa östlich Windischgarsten in Oberösterreich und (4) Dreistetten westlich Wiener Neustadt in Niederösterreich. Davon hatte nur das Vorkommen Unterlaussa 20 Jahre hindurch (1944–1964) eine bescheidene wirtschaftliche Bedeutung.

Diese Vorkommen sind ziemlich gleichmässig auf etwa zwei Drittel der Länge der Nördlichen Kalkalpen verteilt (Entfernung Brandenburg–Dreistetten 315 km). Sie liegen alle an der Basis der Gosau-Schichten auf verschiedenen prae-kretazischen Karbonatgesteinen: in Brandenburg und Unterlaussa auf Hauptdolomit, am Untersberg auf Dachsteinkalk und Plassenkalk, und in Dreistetten auf Wettersteinkalk.

Die unmittelbar überlagernden Gosau-Schichten sind entweder Brackwasser-Bildungen oder Konglomerate und daher direkt nicht genau datierbar. Sie werden in der Unterlaussa — wo die vollständigste „Liegendserie“ erhalten ist — ins Coniac gestellt; in Brandenburg ist über den Basis-Bildungen der Gosau Santon nachgewiesen, am Untersberg Coniac–Santon. In Dreistetten liegen über bauxitischen Spaltenfüllungen Konglomerate mit exotischen Geröllen (Coniac–Santon?) und darüber diskordant die „kohlenflözführende Gosauserie des Campan.“ Als Alter für die Bauxitbildung wird hohes Turon bis tiefstes Senon angenommen (R. OBERHAUSER, 1963, 1968).

Wichtig für unsere Fragestellung ist die durch zahlreiche Untersuchungen der letzten 15 Jahre erhärtete Tatsache, dass die tiefen Gosau-Schichten (Coniac, Santon, Unter-Campan) einheitlich über die ganzen Ostalpen ein Schwermineral-Spektrum mit Chromit-Zirkon-Vormacht zeigen und dass im Ober-Campan (oft nach einer Schichtlücke) ein plötzlicher Umschlag zu Granat-Vormacht eintritt (G. WOLETZ, 1963).

Als im Jahre 1951 E. HABERFELNER erstmalig die Meinung äusserte, dass die „Kalk-Bauxite“ der Alpen und Dinariden nicht Residual-Bildungen, sondern chemische Sedimente seien, die unter Einwirkung des karbonatischen Untergrundes zur Ausfällung kamen, erntete er zunächst viel Skepsis und

Ablehnung. Heute ist die allochthone Natur der „Kalkbauxite“ allgemein anerkannt (Gy. BÁRDOSY, 1961; G. I. BUSHINSKY, 1964). Daraus ergeben sich nun aber für die Ostalpen zwei Fragen:

1. *Wie* wurde das Gemisch Al_2O_3 transportiert?
2. *Woher* kam dieses lateritische Material?

1. Bezüglich der Art des Transportes könnten die Ergebnisse neuerer limnologischer Forschungen im Amazonas-Gebiet einen Fingerzeig geben. Es ist schon lange bekannt, dass sehr saure Wässer (um pH 4 und darunter) die Fähigkeit haben, Aluminium zu lösen. Tatsächlich konnte H. SIOLI (1955) in den „Schwarzwässern“ des Rio Negro Aluminium nachweisen, aber wegen der starken Eigenfärbung des Wassers nicht quantitativ bestimmen. Kürzlich (1968) wird für Schwarzwässer des Amazonas-Gebietes (pH 4,0–4,6) für Al ein Gehalt von 0,26–0,31 mg/l, und für Fe ein Gehalt von 0,11–0,31 mg/l angegeben. Im Einzugsgebiet dieser Schwarzwasser-Flüsse kann es durch die Einwirkung extrem saurer Wässer statt zur Lateritbildung zu Bildung von tropischen Podsol-Böden kommen: Al_2O_3 und Fe_2O_3 werden mobil, SiO_2 bleibt stabil (H. SIOLI, 1955; H. KLINGE, 1965).

Das Bauxit-Vorkommen Unterlaussa besteht aus mehreren primär getrennten Bauxitkörpern, die seitlich mit Konglomerat verzahnen und die von unten nach oben häufig eine ganz bestimmte Bauxit-Abfolge zeigen (E. HABERFELNER, 1951; A. RUTTNER et G. WOLETZ, 1957). Unmittelbar auf diesen Bauxitkörpern liegt eine 10–25 cm dicke Schwarte von Kohle und Kohlen-schiefern. Den darüber liegenden Sandsteinen der „Liegendserie“ sind örtlich ebenfalls Kohlenflöze zwischengelagert. Die Kohle ist zum Teil eine Art von „Cannel Coal“ die als „Gagat“ zu Schmuck verarbeitet wurde. Auch vom Untersberg und von Brandenburg wird eine Überlagerung des Bauxites durch Kohle gemeldet (E. HABERFELNER, 1951; O. SCHULZ, 1960).

Eine plausible Erklärung dafür wäre: Transport von Al und Fe gelöst in extrem saurem Wasser; Ausfällung im alkalischen Wasser des über Karbonat-Gesteine transgredierenden Gosau-Meeres; Sedimentation des Rotschlammes und der ausgeflockten Humus-Substanzen an Stellen geringer Wasserbewegung.

2. Das Ursprungsgebiet der ostalpinen Bauxite ist deshalb schwierig zu rekonstruieren, weil zur Zeit der Gosau-Transgression die grossen Deckenüberschiebungen zum Teil noch nicht vollzogen waren. Die Paläogeographie des ostalpinen Raumes während der jüngeren Kreidezeit wurde erst kürzlich von R. OBERHAUSER (1968) und A. TOLLMANN (1968) diskutiert.

Auf seinen eigenen mikropaläontologisch-stratigraphischen Studien und den mineralogischen Untersuchungen G. WOLETZ's aufbauend kommt OBERHAUSER zu sehr konkreten Vorstellungen über die gegenseitige Lage der ostalpinen Abtragungs- und Sedimentationsräume. Danach wäre das Gosau-Meer der Kalkalpen während der Coniac-, Santon- und Unter-Campan-Zeit von Norden her mit klastischem Material beliefert worden, und zwar von einer „Sulzfluh-Schwelle“, die im wesentlichen aus Ophioliten und anderen Gesteinen des Unterostalpins und eventuell auch des Penninikums (einschliesslich des Briançonnais) bestand. Im tieferen Ober-Campan sei dann durch eine „Intragosauische Phase“ das oberostalpine Kristallin im Süden freigelegt

worden; daher wurde in der jüngsten Kreidezeit und im Paläogen von Süden her granatreiches Material in das Gosaumeer eingeschüttet.

Da OBERHAUSER für die Zeit Cenoman–Unter-Turon ähnliche Verhältnisse annimmt wie für die Zeit Coniac–Santon–Unter-Campan, müssen wir — seinen Vorstellungen folgend — die „Sulzfluh-Schwelle“ auch als Liefergebiet für den Bauxit ansehen. Lie für diese Schwelle postulierte Gesteinzusammensetzung (Jungpaläozoikum, Mesozoikum in unterostalpinen Fazies, saure Vulkanite, Ophiolite, eventuell auch Altkristallin) könnte erklären, dass der Bauxit Uran, Kupfer und Chrom (um 0,1% Cr_2O_3) enthält. Uran ist auch in den Kohlschiefern enthalten. Die exotischen Gerölle in den Konglomeraten der tieferen Gosauschichten in der Unterlaussa sind vorwiegend Quarzporphyre, Quarzite und Lydite.

Auch TOLLMANN nimmt einen Rücken nördlich des Gosau-Meeres an (den „Ultrapieninischen Rücken“ TRAUTH's), den er aber etwas weiter nach aussen (Norden) verlegt als OBERHAUSER es tut, und dessen Gesteine seiner Ansicht nach heute nicht sichtbar sind. Von diesem Rücken und von Inseln innerhalb des Gosaumeeres bezieht TOLLMANN die Exotica und das klastische Material der tieferen Gosau-Schichten.

Man könnte für die tiefere Gosau das klastische Material und auch den Bauxit vom Oberostalpin im Süden des Gosau-Meeres beziehen; dies ist aber nach dem heutigen Stand unserer Kenntnis nicht sehr wahrscheinlich. Völlig auszuschliessen ist die Böhmisches Masse als Liefergebiet für die ostalpinen Kreide-Bauxite, weil sich während der Kreidezeit zwischen der Böhmisches Masse (soweit sie nicht selbst vom Meer bedeckt war) und dem damaligen Kalkalpen-Bereich die Ablagerungsräume des Helvetikums und des ostalpinen Flysch befanden.

Wenn wir bei dem Vergleich mit dem Amazonas-Gebiet bleiben, muss zur Zeit der Bauxitbildung, also an der Wende Turon–Senon, auf dem festen Land rund um das transgredierende Gosau-Meer ein sehr feuchtes, tropisches Klima geherrscht haben (die heutige durchschnittliche Niederschlagsmenge im oberen Rio-Negro-Gebiet beträgt etwa 2900 mm) und die Landoberfläche muss sehr flach gewesen sein, damit es zu langdauernden Überschwemmungen und damit zu extrem sauren Wässern und zur Podsol-Bildung kommen konnte.

LITERATUR

- BÁRDOSY, GY. 1961: Mineralogisch-petrographische Untersuchung einiger Bauxite aus den niederösterreichischen Kalkalpen; in: FLÖCHINGER, B. Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N. Ö.). — Jb. Geol. B. A. Bd. 104. Wien.
- BUSHINSKY, G. I. 1964: A hypothesis on the lateritic sedimentary origin of Bauxite. — Intern. Geol. Congr. 22. Sess. Part XIV. Laterite, New Delhi.
- HABERFELNER, E. 1951: Zur Genesis der Bauxite in den Alpen und Dinariden. — Berg-Hüttenm. Mh. 96. Jahrg. Wien.
- HERM, D. 1962: Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayrische) Salzburger Alpen. — Z. Deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1961. Bd. 113. Hannover.
- KLINGE, H. 1965: Podzol soils in the Amazon basin. — J. Soil Sci. 16 (1).
- OBERHAUSER, R. 1963: Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. — Jb. Geol. B. A. Bd. 106. Wien.

- OBERHAUSER, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. — Jb. Geol. B. A. Bd. 111. Wien.
- PLÖCHINGER, B. 1961: Die Gosaulmulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich). — Jb. Geol. B. A. Bd. 104. Wien.
- RUTTNER, A. 1954: Gefügestudien im Bereich des Bauxitbergbaues Unter-Laussa (südliche Weyerer Bögen). — Tsch. min.-petr. Mitt. 3. Folge. Bd. 4. Wien.
- RUTTNER A. et G. WOLETZ 1957: Die Gosau von Weisswasser bei Unterlaussa. Tektonische und mineralogische Untersuchungen. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 48. Bd. (1955) Klebelsberg-Festschrift, Wien.
- SCHULZ, O. 1960: Bauxit in den Gosau-Schichten von Brandenburg (Tirol). — Berg-Hüttenm. Mh. Jahrg. 105. Wien.
- SIOLI, H. 1955: Beiträge zur Regionalen Limnologie des Amazonasgebietes. III. Über einige Gewässer des oberen Rio-Negro-Gebietes. — Arch. f. Hydrobiologie. Bd. 50. Stuttgart.
- SIOLI, H. et H. KLINGE 1961: Über Gewässer und Böden des brasilianischen Amazonasgebietes. — Die Erde. Z. Ges. f. Erdk. 92. Jg. Berlin.
- SIOLI, H. 1965: Bemerkungen zur Typologie amazonischer Flüsse. — Amazonia. Bd. I. (1).
- SIOLI, H. 1968: Hydrochemistry and Geology in the Brazilian Amazon Region. — Amazonia. Bd. I. (3).
- TOLLMANN, A. 1965: Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien. 57. Bd. (1964).
- TOLLMANN, A. 1968: Die paläogeographische, paläontologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. Österr. Geogr. Ges. Bd. 110. Wien.
- WOLETZ, G. 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B. A. Bd. 106. Wien.

A. W. RUTTNER

*Geologische Bundesanstalt
Wien, Rasumofsky Gasse 23.
(Österreich)*

PROBLÈME DE LA GENÈSE DES BAUXITES À MUR KARSTIQUE DE FRANCE

(PREUVES PÉTROGRAPHIQUES, PALÉONTOLOGIQUES ET
GÉOCHIMIQUES DE LA NATURE SÉDIMENTAIRE
DES FORMATIONS BAUXITIQUES DE PROVENCE)

par

J. NICOLAS
(France)

I. RÉPARTITION ET POSITIONS DES GISEMENTS DE BAUXITES FRANÇAIS

Les gisements de bauxites français sont situés dans le Sud de pays, approximativement suivant une bande qui part du département du Var, au SW des Alpes, pour rejoindre le département de l'Ariège, en bordure Nord des Pyrénées (fig. 1).

On peut, pour des raisons géographiques, les scinder en deux groupes :

1. Ceux qui sont situés à l'Ouest de la Vallée du Rhône et qui comprennent les exploitations voisines de Bédarieux (Hérault) et de Fcix (Ariège).
2. Les gisements situés à l'Est de la Vallée du Rhône où l'on rencontre :
 - Les anciennes exploitations des Alpilles (gisements des Baux), situées dans le département des Bouches du Rhône, près d'Arles.
 - Les grandes exploitations du Var, placées autour du centre de Brignoles.

Tous les gisements français contiennent des bauxites dites karstiques en ce sens que le minerai repose sur un mur carbonaté plus ou moins karstifié. Les gisements constituent des poches plus ou moins isolées, de dimensions réduites ou des lentilles allongées, séparées par des remontées du mur.

L'âge de ce mur est variable ; ainsi, dans le Bas-Languedoc, les bauxites peuvent être supportées par les dolomies du Jurassique moyen et parfois celles du Lias ; dans les Alpilles (gisements des Baux), la bauxite peut reposer sur les calcaires du Barrémien supérieur, de faciès urgonien [en Provence, l'Urgonien correspond au Barrémien supérieur, mais se prolonge parfois dans l'Aptien inférieur (Bédoulien)].

L'âge des toits de la bauxite est également variable puisque ceux-ci s'étagent du Cénomaniens dans les gisements du Revest, près de Toulon, à l'Éocène inférieur pour certains gîtes du Haut-Var ; ce qui fait que les lacunes stratigraphiques séparant le mur de toit de la bauxite sont plus ou moins importantes suivant les régions. Ainsi, au Revest, près de Toulon, le mur est urgonien provençal et le toit, par endroit, cénomanien supérieur, tandis qu'en Bas-Languedoc le mur peut appartenir au Lias, le toit étant sénonien supérieur ou même éocène.

Ces différences d'âge entre mur et toit ainsi que l'âge du mur prenaient

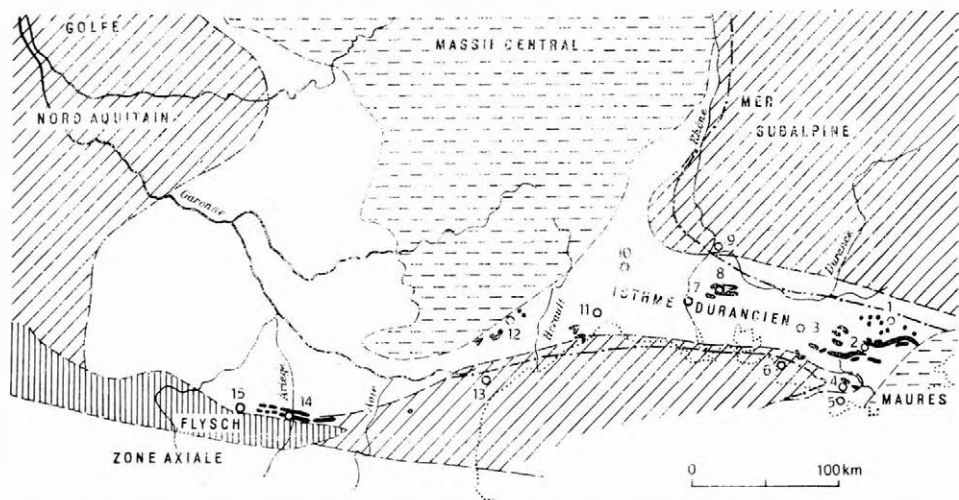


Fig. 1. Esquisse paléogéographique de Midi de la France à l'Albien et au Cénomaniien (d'après P. RAT, E. ROCH, S. FABRE-TAXY)

1. Draguignan, 2. Brignoles, 3. Aix, 4. Le Revest, 5. Toulon, 6. Marseille, 7. Arles, 8. Les Baux, 9. Avignon, 10. Nîmes, 11. Montpellier, 12. Bédarieux, 13. Narbonne, 14. Foix, 15. Saint Giron. Les gisements de bauxite sont indiqués en trait gras ou en points noirs

toute leur importance quand on admettait que la bauxite se formait sur place et qu'elle dérivait de l'altération du substratum carbonaté sur lequel elle repose. Cette importance est beaucoup moins grande pour ce qui concerne l'âge des bauxites, en particulier dans le cas de grandes lacunes stratigraphiques si l'on admet (comme nous le pensons) que la bauxite est un sédiment qui s'est déposé indifféremment sur un mur d'âge variable, en fonction de l'érosion qui a entaillé plus ou moins profondément la surface carbonatée.

Ces différences d'âge mur-toit conservent cependant tout leur intérêt dans le cas d'une courte lacune, comme au Revest, par exemple, si l'on admet que dans cette région la bauxite s'est formée aux dépens de marnes aptiennes. En effet, comme elle repose sur des calcaires urgoniens et qu'elle est recouverte par un toit constitué par des sédiments du Cénomaniien, auxquels elle passe d'ailleurs progressivement, on peut saisir l'âge de la formation bauxitique qui ne peut être qu'Albien.

Je reviendrai, ultérieurement, plus en détail sur le problème des relations bauxite-mur et bauxite-toit pour ce qui concerne les bauxites provençales.

II. LES PRINCIPALES HYPOTHÈSES GÉNÉTIQUES

Dans une note récente (J. NICOLAS, 1968), j'ai développé les principales hypothèses génétiques exprimées par différents auteurs depuis la découverte de la bauxite, au village des Baux de Provence (Bouches du Rhône), en 1821, par P. BERTHER. Dans le chapitre qui va suivre, je vais essayer de faire le point de la situation actuelle sur le problème de la genèse des bauxites du Sud

de la France en tenant compte des travaux les plus anciens comme des plus récents, tout en essayant de dégager les idées principales qui ressortent des recherches effectuées dans ce domaine.

Les hypothèses émises sont nombreuses et variées; pour des raisons de commodité on peut les grouper sous les désignations suivantes:

- les bauxites sont d'origine hydrothermale;
- les bauxites sont d'origine alluviale, ce sont des sédiments;
- les bauxites sont des éluvions; elles prennent naissance sur le mur carbonaté, simultanément par décalcification de ce dernier et altération du résidu insoluble, argileux, qui en résulte;
- les bauxites sont issues de matériaux divers transportés sur des roches carbonatées puis altérées.

1. Les bauxites sont d'origine hydrothermale

Ces hypothèses ont été soutenues en particulier par DAUBRÉE (1869). Elles sont basées sur le transport, par des eaux de sources minéralisées, d'aluminates de fer qui précipitaient en arrivant à la surface. Ces hypothèses sont aujourd'hui complètement abandonnées.

2. Les bauxites sont d'origine alluviale. Ce sont des sédiments

Ces hypothèses furent exprimées, dès 1821, par P. BERTHIER après sa découverte près du village des Baux de roches alumineuses et ferrugineuses qu'il considérait comme des *formations alluvionnaires* et qu'il rapprochait des latérites africaines. Elles furent reprises par DIEULAFAIT en 1881 qui contestait l'origine hydrothermale de la bauxite. Elles furent adoptées par de nombreux auteurs de l'époque mais avec des nuances pour ce qui concerne la nature du matériau originel. Ainsi pour DIEULAFAIT il s'agissait de l'altération d'origine superficielle de ce qu'il appelle «la formation fondamentale», c'est-à-dire de roches comme des granites, des gneiss, sous l'action des «agents mécaniques et de l'eau». Il pense que les parties «alumineuses et ferrugineuses» proviennent de l'altération des feldspaths et qu'elles sont entraînées en *suspension*, plus ou moins loin du lieu de leur formation ou elles précipitent. Il s'agit donc d'un sédiment transporté par l'eau, provenant de *la décomposition d'une latérite ferrugineuse et alumineuse* qui, lorsqu'il se dépose est *déjà de la bauxite*. Pour LACROIX (1913), le même processus d'altération d'origine superficielle subsiste mais la nature du matériau primitif peut être différente. Il peut s'agir de «produits de décomposition de toutes les roches silicatées alumineuses».

L'origine latéritique de la bauxite et sa nature sédimentaire furent adoptées presque un animent par les auteurs des traités de l'époque et résumées de la façon suivante par E. HAUG (1911): La bauxite est «... une sorte d'alluvion latéritique».

Cette notion de la bauxite représentant un sédiment déposé en milieu aqueux, purement subjective d'ailleurs, qui ne reposait sur aucun critère précis mais simplement sur des comparaisons avec des remaniements et des transports de latérites observés en pays tropicaux, paraissait si évidente qu'elle prévalut en France jusqu'en 1924, date à laquelle apparaissent les premières publications de J. DE LAPPARENT.

A partir de cette date, l'hypothèse de la bauxite roche sédimentaire fut

abandonnée et, si de nombreux auteurs utilisent à son égard le qualificatif de sédimentaire c'est de la *roche mère* qu'il s'agit et non de la bauxite elle-même, comme nous le verrons.

Pourtant nous pensons que les anciens auteurs avaient raison. En effet, en 1962, nous avons entrepris une étude systématique tant sur le terrain qu'au laboratoire des bauxites du SE de la France. Elle nous a permis de montrer dès 1965 (J. NICOLAS et M. ESTERLE) que les bauxites de cette région étaient *réellement des roches sédimentaires, transportées et déposées en milieu aqueux.* Cette démonstration est basée sur des arguments paléontologiques, sédimentologiques, pétrographiques et géochimiques. Je développerai plus loin cette argumentation.

3. Les bauxites sont des éluvions

Cette hypothèse dite de «l'autochtonie absolue» fut émise pour la première fois en France par DOLFUSS, en 1904. Il considérait la bauxite comme un produit d'altération sur place des calcaires dans le midi de la France, de la même manière que se formeraient les argiles à silex dans le bassin de Paris. Cette hypothèse n'eut guère de succès à l'époque. C'est J. DE LAPPARENT, en 1924, qui la développa et lui procura la renommée que l'on connaît. Pour J. DE LAPPARENT, la bauxite est une formation éluviale «qui dérive d'une argile de décalcification dont l'évolution s'est en grande partie poursuivie au lieu même de sa libération».

Donc, pour cet auteur comme pour DOLFUSS d'ailleurs, il y a simultanément décalcification des roches calcaires, libération de l'argile, résidu insoluble, puis bauxitisation de cette argile sur le lieu même de sa libération. Cette hypothèse a le grand avantage de résoudre le problème de la roche mère des bauxites, lequel, nous le constatons, est encore aujourd'hui l'objet de nombreuses discussions. Pendant près de vingt ans, en France, cette hypothèse prévalut sur toute autre. Beaucoup de géologues et de minéralogistes étrangers l'adoptèrent également ainsi que de nombreux auteurs de traités.

Dans son important mémoire de 1930 J. DE LAPPARENT développe abondamment ses idées tout en nous livrant une analyse minéralogique très fine des bauxites du Sud de la France.

On connaît les raisons qui font que, progressivement en France, cette hypothèse fut abandonnée par certains, modifiée par d'autres. En particulier la faible teneur en argile des roches carbonatées sur lesquelles repose la bauxite est un obstacle majeur à cette hypothèse. En effet, elles contiennent de 1 à 2% et parfois moins de résidu argileux, ce qui suppose la dissolution de masses calcaires énormes, nécessaire pour expliquer la formation de couches bauxitiques dépassant souvent 10 mètres.

On doit également faire intervenir le problème des *brèches* situées au mur de la bauxite et qui séparent fréquemment les bauxites de leur mur. Ces brèches sont souvent constituées par des éléments du mur et imprégnées par du manganèse; elles ont été signalées dès 1959 par E. ROCH qui voit là la preuve de «l'indépendance nette entre les bauxites et leurs murs carbonatés» et de l'existence des poches irrégulières du mur, formées «avant que la matière des bauxites viennent s'y déposer».

Toutefois, inversement, on pourrait considérer ce type de brèche comme étant dû à l'évolution du karst *après* le dépôt de la bauxite. (Nous reviendrons d'ailleurs plus loin sur le problème posé par les liaisons karst-bauxite.)

Cependant, en 1965, nous avons révélé (J. NICOLAS et M. ESTERLE) l'existence de brèches séparant la bauxite de son mur dans le secteur d'Ollières Pourcieux. Mais, ici, le mur de la bauxite est *d'âge portlandien* tandis que les éléments de la brèche qui contiennent également des pisolithes bauxitiques et qui sont liés par un ciment calcaire sont *d'âge urgonien provençal*.

La bauxite, ici, *ne peut donc procéder de la dissolution de son mur*. C'est un matériau qui a été transporté en même temps que les morceaux de calcaire urgonien sur le mur portlandien.

4. Les bauxites sont engendrées par des matériaux divers transportés et accumulés sur les roches carbonatées puis altérées

Pour palier les difficultés rencontrées dans l'hypothèse éluviale de J. DE LAPPARENT et pour tenir compte de la présence de la bauxite sur les roches karstifiées on a vu se développer un ensemble d'hypothèses que nous allons examiner.

A) Pour certains, la bauxite procède bien de la décalcification du calcaire et de l'altération du résidu insoluble argileux, mais le processus s'effectue en plusieurs temps. Dans un premier temps intervient la phase de décalcification et la formation de l'argile de décalcification, puis, dans un second temps, cette argile est transportée, accumulée dans des dépressions de la surface karstique où elle subit le phénomène de bauxitisation. Ce mode de formation a été développé en particulier par P. GEORGES (1935), G. DE WEISSE (1948 et 1964) et A. BONTE (1958) qui compare le mode de formation de la bauxite à celui des argiles à silex du Bassin de Paris. Cette idée est également celle de DUBOUL-RAZAVET et PERINET (1961) et G. PERINET (1964). Ces deux auteurs se basent, pour étayer leurs hypothèses, sur la présence de minéraux lourds identiques dans le mur carbonaté et l'argile rouge qui sépare souvent la bauxite de son mur. C'est l'hypothèse de la parautochtonie.

B) Pour d'autres, le matériau originel n'est pas l'argile de décalcification ; il s'agit de matériaux empruntés ailleurs et transportés sur les roches carbonatées où ils sont bauxitisés. Des nuances interviennent alors dans la nature du matériau primitif, dans l'état suivant lequel il est transporté, dans le mode de transport.

a) *Ce matériau primitif peut provenir du socle*

Dans ce cas il y aurait eu latéritisation sur les massifs cristallins situés au Nord (Massif Central) ou au SE (Massif des Maures-Esterel) des gisements de bauxite. Puis les produits de cette latérite auraient été transportés sur les roches carbonatées où ils auraient subi la bauxitisation.

— Ainsi, pour H. ERHART, dans la première édition de son précis (1956), les produits latéritiques subissent « un affinage au cours du transport par l'eau ». Mais en 1967, dans une seconde édition, tout en continuant à rechercher l'origine de la bauxite sur des massifs cristallins, il écrit, commentant nos

travaux en raison de l'aspect sédimentaire de ce minerai: «Pour ce qui concerne les bauxites de Provence, ce caractère sédimentaire vient de recevoir une confirmation éclatante par les travaux de J. NICOLAS et de ses collaborateurs». Puis, plus loin, il précise sa pensée: «... la bauxite constitue un sédiment de matériaux latéritiques déjà constitués qui ont pu être encore enrichis par des solutions alumineuses».

- I. VALETON (1966) imagine le transport d'argiles kaoliniques, en suspension, dans des rivières issues du Massif des Maures-Esterel.
- Pour S. CAILLÈRE et TH. POBEGUIN (1965), le moyen de transport est l'eau, mais le matériau alumineux qui formera la bauxite est entraîné en *solution vraie*. Cette solution précipitera sur les roches du karst en raison de différences de pH.
- Pour E. ROCH (1959), l'origine des bauxites languedociennes et provençales devait être recherchée dans des latérites élaborées sur le Massif Central puis transportées sous forme de fines particules par *le vent* sur le karst où elles sont bauxitisées. *C'est l'hypothèse éolienne des bauxites*. Nous reviendrons au chapitre «Paléogéographie» sur le problème des relations entre la bauxite et les massifs cristallins.
- Pour P. DEMANGEON (1965), les bauxites des Alpilles sont issues de formations cristallines du Massif Central comme en témoigne l'identité de minéraux lourds (disthène, staurotide) qu'on rencontre également dans les roches du Massif Central et dans la bauxite. Toutefois, P. DEMANGEON ne prend pas position sur le mode de transport de ces minéraux jusqu'aux gisements de bauxite.
- Pour M. GOTTIS (1957), les bauxites pyrénéennes sont «certainement le produit d'une altération latéritique». Il en fait une alluvion sans préciser la nature du facteur dont elle procède.

b) *Le matériau primitif de la bauxite est emprunté aux formations sédimentaires qui surmontaient les roches carbonatées*

Les formations sédimentaires peuvent être bauxitisées sur place ou, par ruissellement, transportées dans les dépressions de la surface carbonatée où elles subissent la bauxitisation.

La formation de la bauxite à partir des roches sédimentaires, et en particulier d'argiles, a été évoquée tout d'abord pour expliquer l'origine des bauxites françaises par ARSANDAUX (1913) qui écrit que les bauxites peuvent provenir de la «décomposition de matières argileuses d'origine quelconque». Cette idée est également développée par A. LACROIX (1913) qui signale «la production de latérite bauxitique» aux dépens de marne crétacée du Sokoto, entre «Niger et Tchad», en Afrique, et qui ajoute que ce phénomène peut servir de base de discussion pour ce qui concerne la genèse des bauxites françaises comme l'a signalé récemment C. ROUSSET (1968).

G. DENIZOT est également partisan d'un tel mode de formation de la bauxite. Il pense (1934) que les bauxites d'Allauch (près de Marseille) seraient issues de la transformation sur place des résidus d'altération de l'Aptien marneux et d'une partie de l'Urgonien, tandis que celles du Revest (près de Toulon) proviendraient (1939) de la latéritisation des marnes à ciment du

Bédoulien (Aptien inférieur). G. DENIZOT est donc partisan de l'hypothèse éluviale; mais si l'altération se fait sur place, elle se manifeste aux dépens non des roches carbonatées mais des argiles de la série stratigraphique.

Pour B. GÈZE (1940), les bauxites du Languedoc ont pris naissance à partir de sédiments résiduels issus des Causses et de la partie méridionale du Massif Central.

L. LUTAUD a écrit (1957) que les formations qui donneront la bauxite se sont constituées puis étalées pendant l'Aptien supérieur et l'Albien sous l'effet du ruissellement, mais il ne donne pas de précisions sur la nature et l'origine de ces formations.

Pour P. J. COMBES qui étudie les bauxites situées à l'Est de la Vallée du Rhône, elles proviennent (1966) «de la transformation sur place d'argilites. Il s'agit de la ferrallitisation d'un matériau essentiellement kaolinique». Pour l'auteur, ces argiles peuvent être des épandages argileux ou marneux qui seraient bauxitisés durant certaines périodes régressives. C'est ainsi qu'il explique la présence (1968) de plusieurs niveaux bauxitiques intra-urgoniens dans le gisement de Lescalé (Ariège).

C. ROUSSET (1968), qui a exposé récemment ses idées, est également partisan de l'origine de la bauxite à partir de roches sédimentaires. Pour lui, elles se sont formées *sur place* aux dépens des marnes glauconieuses du Crétacé inférieur. C'est d'ailleurs à partir de ce matériau (marnes infra-crétacées) qu'il explique la formation des bauxites, des terra-rossa et des minerais de fer de Beausoleil dans le Haut-Var. Pour lui, à des degrés moindres, les bauxites et les terra-rossa sont des *faciès lessivés*, tandis que le fer des gisements de Beausoleil provient de la précipitation dans des cavités karstiques de lessivats en provenance de la surface.

Nous verrons, plus loin, que nos idées s'accordent avec celles de C. ROUSSET pour ce qui concerne l'origine éventuelle des bauxites à partir de marnes infra-crétacées mais qu'elles en divergent en ce sens que, pour nous, les bauxites ne se trouvent pas à leur lieu de formation mais ont été transportées, puis piégées après l'essentiel de leur formation.

La liaison possible entre les bauxites, les argiles et les argilites du Haut-Var et des grands gisements de la région de Brignoles (Var) a été soulignée dernièrement par S. CAILLÈRE, T. POBEGUIN et E. ROCH (1968).

Les deux premiers auteurs ont modifié, pour ce secteur, leur hypothèse du transport en solution vraie, le troisième a abandonné localement son hypothèse éolienne. En effet, ils pensent qu'il y a un lien génétique entre les argilites à quartz, les argilites sans quartz (lesquelles contiennent parfois un peu de boehmite ou de gibbsite) et les bauxites. Ces argilites proviendraient, en partie, selon eux, du Massif des Maures-Esterel comme en témoignent les quartz «rhyolithiques» qu'elles peuvent renfermer et qu'on trouve dans les Maures-Esterel. Elles auraient ensuite évolué, sur place, en bauxite.

Personnellement, je ne partage pas les vues de S. CAILLÈRE, T. POBEGUIN et E. ROCH sur ce point. En effet, j'ai signalé (J. NICOLAS, 1966) qu'avec M. ESTERLE nous avons observé des argiles kaoliniques, sans hydroxydes d'alumine, dans la bande bauxitique d'Ollières-Pourcieux. Ces argiles, par endroit, peuvent reposer dans des poches, directement sur le mur portlandien ou sur la bauxite dont elles forment alors le toit. Mais elles appartiennent déjà aux

formations valdo-fuvéliennes du Crétacé supérieur plus ou moins riche en quartz. Il n'est pas impossible que les argilites étudiées par E. ROCH et G. DEICHA (1966) soient également des sédiments identiques.

Mais, je me rangerai plus volontiers aux idées exprimées par G. NEAU (1967) qui voit dans les argilites du Haut-Var, lesquelles sont situées sur le flanc Nord de l'Isthme durancien, les produits d'érosion de gisements de bauxite, pendant l'Eocène. Ces bauxites, elles-mêmes situées sur le flanc Nord de l'Isthme, ont été remaniées, dégradées, puis mélangées à des formations daniennes riches en quartz et en galets de rhyolithes issus de massifs cristallins; tandis que l'érosion était nettement moins importante en Provence occidentale située sur le flanc Sud de l'Isthme.

Enfin, la formation sur place de la bauxite a été évoquée par P. MAUREL (1969) qui étudie un sondage situé au NW de Maussane (Bouches du Rhône), dans les Alpilles. Se basant sur une série d'analyses chimiques, il en conclut qu'il se trouve en présence d'un profil latéritique normal avec kaolinite à la base et hydroxydes d'alumine au sommet, mais il ne précise pas l'origine du matériau latéritisé.

5. Notre position parmi ces hypothèses

Avant de développer les résultats que nous avons obtenus, mes collaborateurs et moi, et afin de nous situer dans la gamme des hypothèses génétiques qui viennent d'être énumérées, disons, tout de suite, que nous nous plaçons parmi les partisans de l'origine sédimentaire et latéritique. Mais, pour nous, *la bauxite est arrivée à son lieu de formation sous forme de bauxite déjà constituée*. Elle provient du démantèlement de profils latéritiques ferrugineux et alumineux préexistants. Elle a subi un transport en milieu aqueux et elle s'est déposée en milieu aqueux. Elle a pu, au cours de son transport par étapes, et après son dépôt, continuer à subir le phénomène de bauxitisation. Nous rejoignons donc les idées exprimées en 1821 par BERTHIER et en 1881 par L. DIEULAFAIT.

Pour étayer ces données, nous avons des arguments sédimentologiques, paléontologiques et pétrographiques. Je développerai, plus loin, cette argumentation afin d'aborder immédiatement les problèmes posés par les relations karst-bauxite.

III. BAUXITES ET KARST

Les bauxites du Sud de la France reposent sur un substratum carbonaté lequel est plus ou moins karstifié d'où le nom de bauxites karstiques que l'on donne à ces minerais.

Les karsts sont plus ou moins développés; ils sont par exemple très accentués dans la région du Haut-Var où se trouvent les gisements de bauxite dits « en poche ». Ils le sont nettement moins dans les régions de grande exploitation comme à Mazaugues (Var) où l'on observe une morphologie de cuvettes dont l'épaisseur est faible (8 à 10 mètres) par rapport à leur extension latérale (500 à 1500 mètres). Ces cuvettes sont d'ailleurs séparées par des remontées du mur qui sont considérées par les mineurs comme des zones stériles. En réalité, la formation bauxitique annexe complètement la morphologie et seuls les ter-

mes supérieures, kaoliniques, de la formation sont présents partout et recouvrent également les zones élevées d'où leur qualification de stériles.

On est alors en droit de poser le problème des liaisons entre la bauxite et le karst. Tout d'abord le karst est-il antérieur à la bauxite, contemporain de celle-ci ou postérieur?

Les idées exposées à ce sujet sont relativement nombreuses et il ne m'est pas possible de m'étendre ici sur ce sujet. Je me bornerai donc à citer les auteurs qui se sont plus particulièrement attachés à ce problème. La plupart de ceux qui font venir le matériau, dont sera issue la bauxite, des socles cristallins pensent que ce matériau a été transporté par l'eau sur une surface carbonatée, *préalablement karstifiée*. Mais, dans ce cas, on se heurte immédiatement aux difficultés qu'il y a à imaginer de développement d'un réseau hydrographique sur des surfaces karstiques.

En revanche, il est certain que pour les tenants de l'hypothèse de l'éluvion ou de l'autochtonie absolue, le karst se constitue en même temps que se forme la bauxite aux dépens de l'argile de décalcification, comme le pensait J. DE LAPPARENT (1930). Cette idée a également été particulièrement bien développée par A. BONTE (1962 et 1965) qui, en raison des difficultés présentées par l'hypothèse de l'autochtonie absolue, propose la théorie de la parautochtonie et la formation en deux temps de la bauxite sur mur calcaire.

1 ans un premier temps il envisage la formation «d'un manteau superficiel renfermant les matériaux résiduels de toutes les formations du voisinage mis en place sur un substratum continu, *non karstifié*». Dans un second temps, il envisage la constitution de la bauxite et la dissolution du mur carbonaté, favorisées par la présence de la couverture perméable. Des poches se forment «en même temps que le drainage par le bas assure le lessivage des matériaux et l'élimination de la silice et du fer». Ainsi la formation de karst est liée à la présence de cette couverture perméable.

Il y a là, d'après l'auteur, une analogie entre les poches à bauxites, les poches sous couverture d'argile à silex et certaines formations dites sidérolithiques. Seules des conditions climatiques différentes, la position du matériau par rapport à l'eau souterraine, peuvent expliquer les différences d'évolution.

Pour A. BONTE, par conséquent, la formation de la poche joue un rôle essentiel dans la genèse de la bauxite. C'est également l'avis de S. CAILLÈRE et T. POBEGUIN (1965) qui font jouer au substratum carbonaté un rôle prépondérant dans la formation de la bauxite parce qu'il favorise la précipitation chimique des hydroxydes d'alumine et de fer en raison des différences de pH qu'il provoque.

Le phénomène de dissolution karstique sous-bauxitique a également été mis en évidence d'une manière éclatante par P. J. COMBES (1965). En effet, cet auteur en étudiant les bauxites situées à 12 km au NW de Foix (Ariège) a montré qu'elles étaient normalement comprises entre un mur de dolomie jurassique et un toit de calcaire urgonien récifal; la couche ayant une épaisseur moyenne de 6 mètres. Mais, localement, à la faveur du renversement d'un flanc synclinal le mur de la bauxite devient urgonien tandis que son toit devient jurassique et ce, sur plus de 2 km. Par endroit, ce «mur» urgonien est *fortement karstifié* et les vides du karst sont comblés par une brèche de blocs de bauxite cimentée par de l'argile.

On est donc là en présence d'un karst *développé après la formation de la bauxite*. P. J. COMBES montre d'ailleurs qu'à la suite du développement de ces «poches» karstiques, des démantèlements de la formation bauxitique et des effondrements ainsi que des mélanges se produiront dans les poches, par densité. Mais, si pour cet auteur, la formation des poches karstiques est intervenue après la formation de la bauxite, *elle ne joue pas, selon lui, le rôle essentiel dans la genèse du minerai*.

Je partage ce point de vue car des phénomènes identiques sont visibles en Provence, et en particulier dans le Haut-Var où les poches sont profondes (40 à 50 mètres). En effet, alors que vers le Sud (région de Mazaugues, Brignoles, Val, Vins, etc.), on observe une répartition sensiblement ordonnée des couches bauxitiques, là où le karst est relativement peu développé, ici, dans le Haut-Var, on constate une répartition anarchique de ces couches. Ceci nous amène à penser qu'après le dépôt de la bauxite sur une surface pas ou peu karstifiée, un ou plusieurs phénomènes karstiques se sont installés, entraînant par dissolution des calcaires situés sous la bauxite, l'effondrement et le mélange des formations bauxitiques *dans les poches formées après leur dépôt*.

Une étude très détaillée de phénomènes identiques a d'ailleurs été effectuée par un de mes élèves (M. ESTERLE, 1967) dans son travail de thèse sur les formations bauxitiques d'Ollières-Pourcieux. Il s'agit ici de formations bauxitiques de mauvaise qualité, riches en kaolinite, qui ont été surtout exploitées sous forme d'argile de type «flint». Le mur de ces formations est d'âge portlandien mais, comme nous l'avons vu, dans ce secteur, une brèche à éléments de bauxite et à éléments calcaires urgoniens sépare le reste de la formation bauxitique de son mur. Cette brèche qui est liée par un ciment calcaire *est karstifiée* comme le mur portlandien. Comme le dépôt des éléments anguleux calcaires de la brèche est contemporain du début du dépôt de la formation bauxitique (pisolithes de boehmite dans la brèche), il apparaît nettement que *le karst s'est développé après le dépôt de la bauxite*. Ce phénomène était d'ailleurs très visible en mine où des effondrements ainsi que des miroirs de faille ont été fréquemment observés. De même, les liaisons toit-argile flint sont, à ce sujet, explicites. Ce toit qui est de faciès valdonien (Campanien) est constitué par des formations gréseuses. C'est lui qui est d'ailleurs responsable de *la formation des argiles flint par resiliçification de bauxites sous-jacentes*.

Il est nécessaire d'ouvrir ici une parenthèse pour préciser que ce phénomène est constant en Provence. Chaque fois que le toit de la bauxite est gréseux, la bauxite est kaolinisée par resiliçification. Cette silicification se produit par circulation d'eau percolant à travers les formations gréseuses et transformant ensuite la bauxite. Ce phénomène qu'on observe très facilement dans le secteur d'Ollières-Pourcieux est également bien développé dans la partie médiane et orientale de la bande bauxitique de Val, Vins, Vieux-Canet.

A Ollières-Pourcieux donc, le karst est postérieur au dépôt de la bauxite mais il a également continué à *jouer après le dépôt du toit gréseux valdonien*. En effet, des mélanges fréquents d'argile flint, d'argiles ferrugineuses et de grains de quartz, issus du toit, peuvent être observés. Ils se sont réalisés au cours de la formation des poches karstiques et de l'effondrement des formations bauxitiques dans ces poches et, comme le phénomène s'accroissait, des blocs de grès ont glissé sur les argiles et se sont incrustés dans les formations sous-

jaçentes. Mais, à Ollières, la formation des poches était terminée avant la fin du dépôt du grès du toit. En effet, on constate que les derniers dépôts gréseux ont nivelé la surface irrégulière due au creusement des poches puisque les dernières couches de la formation détritique sont pratiquement horizontales ainsi que celles des calcaires lacustres qui les surmontent.

Des précisions du même genre ont été apportées par un autre de mes élèves, M. LECOLLE (1967), mais cette fois, pour ce qui concerne la bande bauxitique de Mazaugues.

Ici, les poches sont peu profondes (8 à 10 mètres) et assez étendues (500 à 1500 mètres). On peut donc imaginer que la surface d'érosion prébauxitique était mollement ondulée, morphologiquement et tectoniquement. Les couches de minerai sont régulièrement réparties et aucun mélange ne s'est effectué. La karstification, très peu accentuée, n'est guère visible sur le terrain; elle se concrétise par une inflexion des isobathes de la base du toit vers le cœur des lentilles bauxitiques. L'onc, à Mazaugues, comme d'ailleurs dans le secteur méridional du Val, Vins, Vieux-Cannet, le développement du karst post-bauxitique existe, mais il est peu important, sauf très localement où l'on observe de véritables gouffres (garagayes). Les affaissements très légers qu'on observe en général sont dûs à dissolution des formations carbonatées sous-jacentes mais aussi à des *tassements entraînés par la diagénèse de la bauxite*.

Bref, pour nous, dans cette région de Provence, on peut envisager au moins trois phases karstiques :

- La première anté-bauxitique qui n'a certainement pas dépassé le stade doline ou poldgé, du moins dans le secteur méridional et qui a pu favoriser le piégeage du minerai. Mais cette phase peut ne pas avoir existé car des structures anté-bauxitiques existaient qui ont constitué, elles, le vrai piège du minerai.
- La seconde post-bauxitique qui s'arrête avant le dépôt du toit à Ollières et qui est de très faible amplitude dans les bandes méridionales.
- La troisième qui s'étend du Tertiaire au Quaternaire recoupe toute la série stratigraphique post-bauxitique et constitue des gouffres très localisés (garagayes) dont la profondeur atteint parfois 150 mètres, sous la bauxite.

Pour nous, par conséquent, *le karst n'est pour rien dans la genèse de la bauxite provençale*; il a seulement favorisé la circulation de l'eau à l'intérieur de cette formation et la manifestation de phénomènes diagénétiques et épigénétiques.

Récemment, C. ROUSSET (1958) qui a étudié le problème des liaisons entre le karst, la bauxite et la terra-rossa propose également l'existence de trois phases karstiques dans le SE de la France :

- La première développée au Crétacé moyen, réalisée sous climat latéritisant, serait responsable de la formation de la bauxite.
- La seconde, anté-Miocène, permettrait l'évolution de la terra-rossa.
- La troisième, allant de la fin du Miocène à la période actuelle aurait favorisé le mélange du produits issus de l'évolution différentielle des terra-rossa.

IV. LES BAUXITES DU SUD-EST DE LA FRANCE

PROBLÈMES GÉNÉTIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES

I. Forme des gisements

Tous les gisements du Var appartiennent à la catégorie des bauxites dites karstiques, en ce sens que le minerai repose sur un mur carbonaté plus ou moins karstifié. On peut distinguer, du Nord au Sud, et numérotés de I à V (fig. 2) :

- Des gisements en poches plus ou moins isolés, de dimensions relativement réduites; c'est le cas de ceux du Haut-Var (I), c'est-à-dire du secteur d'Aups, de Barjols, de Salernes.
- Des gisements en lentilles, séparées par des remontées du mur, constituant des alignements sensiblement W.E.

C'est ainsi qu'on observe principalement :

- Les gisements d'Ollières-Pourcieux, à l'Ouest de Saint-Maximin-la Sainte-Baume (II).
- Les gisements de la bande bauxitique de Bras-Val-Vins-Vieux-Cannet (III).

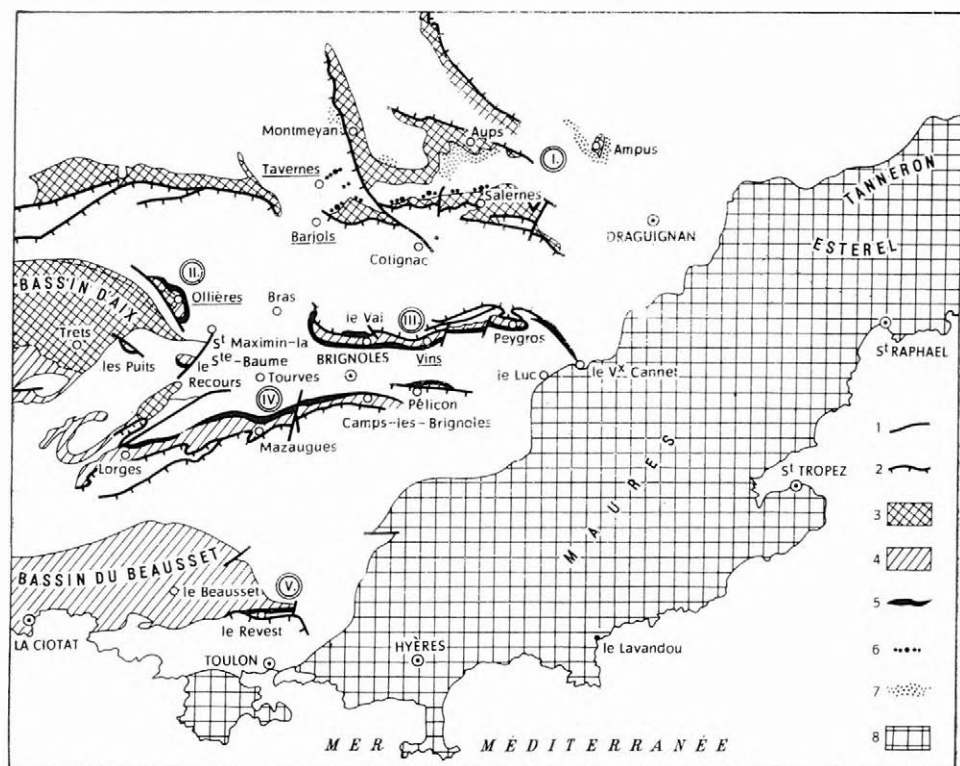


Fig. 2. Schéma de localisation des bauxites varoises

1. Failles, 2. chevauchements et partie chevauchante, 3. "synclinaux" dano-éocènes, 4. synclinaux à remplissage Santonien et Valdo-Fuvélien, 5. bauxite en "bandes", 6. bauxite en poches, 7. "argilites" en position de bauxite, 8. provençe cristalline et cristallophyllienne

- Les gisements de la bande de Lorges, Mazaugues, Camps, Pélicon (IV).
- Et, plus au Sud, les gisements du Revest, au Nord de Toulon (V).
- A cette catégorie appartiennent également les gisements des Baux (fig. 1).

2. Positions stratigraphiques

Rappelons que les gisements du Var reposent sur un territoire émergé pendant l'Albien, allongé N-NW — S-SE qui reliait le Massif Central — Montagne Noire au Massif des Maures-Esterel. Ce territoire porte le nom d'Isthme Durancien (fig. 1). La bauxite semble se former sur l'isthme en lieu et place de l'Albien, témoin d'une altération continentale.

3. Les murs de la bauxite

La bauxite repose sur un mur en général de plus en plus ancien au fur et à mesure qu'on s'éloigne vers le N et le NE. Ce phénomène est dû à «l'érosion qui se poursuit de plus en plus tard en allant vers le NE, en fonction de la transgression de plus en plus tardive du Crétacé supérieur» (J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1963).

Ainsi elle repose :

- Sur un mur urgonien au Revest, près de Toulon.
- Sur un mur jurassique supérieur dans la bande de Mazaugues et le secteur du Val.
- Sur un mur jurassique moyen (Bathonien) dans le secteur de la Gagère et Peygros, dans la partie occidentale du Massif de Bras (Près de Vins).
- Sur un mur qui redevient plus récent, sans toutefois dépasser le Jurassique supérieur, dans la région de Tavernes.
- Dans les Alpilles, aux Baux de Provence, le mur de la bauxite est hauterivien supérieur sur le flanc Sud et barrémien (faciès urgonien) sur le flanc Nord des Alpilles.

4. Les toits de la bauxite

Ils sont d'autant plus récents qu'on se dirige vers le Nord et que se développent les transgressions du Crétacé supérieur.

C'est ainsi qu'ils sont constitués :

- Par des formations santoniennes constituées par des calcaires à *Rudistes*, alternant avec des grès et des sables marins dans le synclinal de Mazaugues et le synclinal du Val.
- Par des sables arkosiques rapportés au Campanien inférieur (Valdonien) plus à l'Est, dans les secteurs Vins-Peygros.
- Par des accumulations de dépôts fluviatiles et lacustres du Danien et de l'Eocène inférieur, dans le secteur situé à l'Est de Barjols-Tavernes, que les transgressions marines n'atteignent pas.
- Dans les gisements des Baux, situés plus à l'W, les toits sont considérés comme appartenant au Campanien (faciès Valdo-Fuvélien).

Ce sont ces toits qui ont piégé la bauxite en la mettant à l'abri de l'érosion.

V. PREUVES DU TRANSPORT ET DE LA SÉDIMENTATION EN MILIEU AQUEUX DE LA BAUXITE DE PROVENCE

Avant de développer les arguments qui prouvent que les bauxites de Provence sont bien des roches sédimentaires, il est nécessaire de rappeler les causes principales de l'abandon des théories alluviales.

1. Causes de l'abandon des hypothèses alluviales

Si l'on fait un bilan des hypothèses émises jusqu'à nos jours, pour ce qui concerne les bauxites françaises en général et plus particulièrement les bauxites du SE de la France, nous constatons que, depuis les publications de J. DE LAPPARENT, presque tous les auteurs ont systématiquement abandonné l'idée que les bauxites étaient des alluvions provenant de formations latéritiques préexistantes. Cette hypothèse a pourtant prévalu en France pendant de nombreuses années, à la fin de XIX^e siècle et au début du XX^e.

Quelles sont les raisons de l'abandon des théories alluviales pourtant si séduisantes? Elles résultent de nombreux principes qui ont été développés par E. ROCH (1959) et que nous pouvons résumer de la façon suivante:

- Les bauxites sont caractérisées par la finesse de leur grain.
- Les bauxites ne présentent pas de critères de sédimentation aqueuse (absence de stratification), sauf dans les parties supérieures que de nombreux auteurs admettent comme « remaniées ».
- Les bauxites ne contiennent pas de fossiles.

Tels sont, schématiquement rappelés, les arguments qui ont entraîné l'abandon des hypothèses alluviales.

2. Preuves du dépôt de la bauxite d'Ollières (Var) en milieu lagunaire ou laguno-lacustre

Une série d'études détaillées en mine, en carrière et au laboratoire, nous a permis de constater que les arguments développés ci-dessus peuvent être révisés, pour de nombreux secteurs. En effet, fréquemment on observe des brèches constituées d'éléments du mur, séparant la bauxite de son mur. J'ai précisé ci-dessus que nous avons signalé (J. NICOLAS et M. ESTERLE, 1965) l'existence, dans la bande bauxitique d'Ollières-Pourcieux, de brèches à caractère différent.

Ces brèches séparent également la bauxite de son mur, mais, ici, alors que *le mur est portlandien*, les éléments de la brèche liés par un ciment calcaire sont *d'âge urgonien*. De plus, l'examen détaillé de cette brèche montre qu'elle contient des éléments calcaires anguleux, anisométrique, hétérogènes, mais aussi des *pisolithes* qui sont constitués par de la boehmite et de l'hématite.

Les éléments anguleux les plus récents sont constitués par un calcaire graveleux à microfaune abondante qui a été déterminée par G. FOURY et A. POIGNANT, parmi laquelle on remarque: *Orbitolinopsis subkilianii* MOULLADE, *Orbitolinopsis elongatus* MOULLADE, *Orbitolinopsis flandrini* MOULLADE, *Dic-tyoconus cuvillieri* FOURY, *Coskinolina sunnilandensis* MAYNC, *Orbitolina* sp.,

petits *Foraminifères*, rares débris d'*Entroques*. Cette faune est caractéristique de l'Urgonien provençal.

Donc, ici encore, la bauxite ne procède pas de l'argile de décalcification de son mur, elle existait déjà sous forme de bauxite constituée, sur le continent. Elle a commencé à se déposer dans les dépressions karstiques en même temps que la brèche qui la contient, mais l'essentiel de son dépôt s'est effectué après celui de la brèche.

D'autre part, cette brèche a été examinée récemment par PH. DUFAURE qui a trouvé, dans le ciment, d'abondants débris d'une algue *dasycladacée*: *Munieria* cf. *baconica* qui s'éteint dans le Crétacé supérieur et qui prolifère dans les lagunes littorales, dans les eaux chaudes (température voisine de 20°), sous un climat sub-tropical. Sa présence est un excellent indicateur de milieu laguno-lacustre, ainsi que celle des *Characées*.

Étant donné l'aspect anguleux, hétérogène, des éléments marins de la brèche, on peut penser qu'ils proviennent de la destruction d'un relief urgonien, situé au voisinage et qui aurait d'ailleurs entièrement disparu, puisqu'on ne connaît pas d'Urgonien dans ce secteur.

Ces éléments se déposaient en même temps que les pisolithes, dans une série de petites lagunes où proliférait *Munieria ph. baconica*.

Donc, dès le début, la bauxite s'est déposée en milieu aqueux. Il ne serait donc être question d'y voir ici un profil en place.

3. Découverte de fossiles dans la bauxite exploitée de Mazaugues (Var)*

Avec M. ESTERLE et M. LECOLLE, nous avons découvert, au cœur de la bauxite exploitée de Mazaugues (Var), à environ 20 km au SE de l'endroit où se situe la brèche, des petits *gastéropodes* ne dépassant pas 1/2 cm et des débris de lamellibranches. Les *gastéropodes* s'avèrent être des *paludines*. Ces organismes ont été trouvés dans la bauxite, à 3 mètres du mur et à 2,50 m du toit.

La preuve est donc faite que la bauxite peut contenir des fossiles.

De plus, la présence de ces organismes, à cet endroit, indique que la bauxite s'est déposée, ici encore, en milieu aqueux, vraisemblablement en régime tantôt lacustre, tantôt marin ou lagunaire.

Des *Rhynchonelles* et des *Terebratules* ont également été découvertes dans la bauxite de Mazaugues, mais à sa partie sommitale. La fragilité de leur coquille exclut tout transport de ces organismes qui vivaient donc à l'endroit où on les a trouvés et qui ont vraisemblablement été tués par l'apport massif de bauxite.

4. Étude détaillée d'une coupe de la bande bauxitique de Mazaugues (Var)**

Nous allons voir que l'étude détaillée d'une coupe réalisée dans une carrière exploitée, située à 3 km au NE de Mazaugues, peut nous apporter des résultats très intéressants (fig. 3). Le mur de la bauxite est, ici, constitué par le Jurassique supérieur, calcaréo-dolomitique. Sur ce mur reposent :

* J. NICOLAS, M. ESTERLE, 1965.

** J. NICOLAS, M. LECOLLE, 1966.

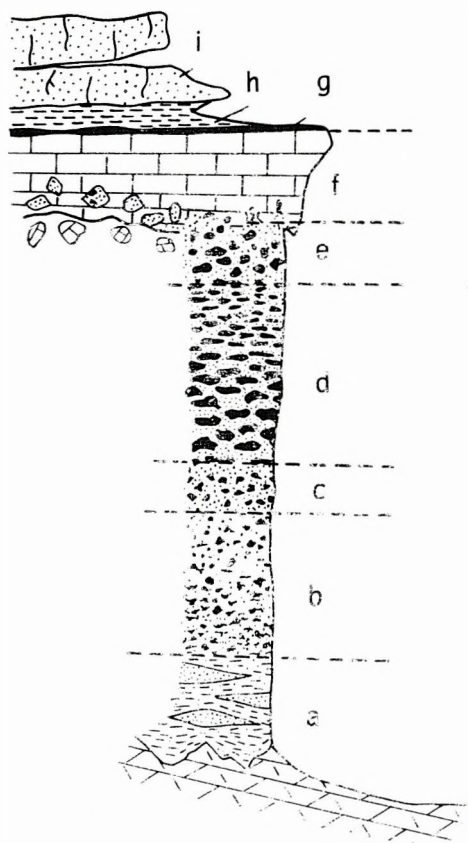


Fig. 3. Schéma d'une coupe des bauxites au voisinage de Mazaugues (Var). (La description des niveaux a — i voir dans le texte.)

1. 50 cm d'argile feuilletée, souvent kaolinique, souvent bauxitique, colorée en rouge par l'hématite (*niveau a*).
2. A sa partie supérieure, cette argile contient des lentilles ou des biseaux constitués par des oolithes et de petits éléments bréchiques (2 à 3 mm).
 - Ces lentilles, ces biseaux, dessinent dans l'argile une stratification oblique.
 - Dans les lentilles oolithiques on observe un *granoclassement* des oolithes. De plus, les oolithes sont fréquemment brisées et fragmentées.
 - Ces oolithes sont uniquement constituées par de l'hématite, les éléments bréchiques par de l'hématite et de la boehmite.
3. Au-dessus vient une zone encore argileuse (1,20 m), (*niveau b*), de teinte rouge, qui contient des éléments bréchiques plus gros (3 à 4 cm), sans classement.
 - Ces éléments bréchiques sont des morceaux anguleux d'hématite et de boehmite et des morceaux de bauxite contenant des oolithes et des pisolithes. Il s'agit donc là d'une brèche hétérogène. De plus, les éléments de la brèche sont souvent entourés d'un cortex zoné de boehmite et de goethite.
4. Au-dessus, *niveau c*, brusquement, on observe la disparition presque totale de tous les éléments bréchiques tandis que les oolithes apparaissent massivement. Cette zone a une épaisseur de 0,25 m.
 - Les oolithes sont jointives, très souvent brisées et fragmentées.
 - Dans ce niveau, les minéraux détritiques sont très abondants (tourmaline, zircon; taille 0,05 à 1 mm).
5. Au-dessus, *niveau d*, vient ce que nous appelons le poudingue bauxitique (épaisseur 1 m). Il est formé par des galets rouges constitués de boehmite et d'hématite entourés d'un cortex jaune de boehmite et de goethite.
 - Ces galets arrondis et aplatis sont inclus dans un ciment oolithique blanc à matrice boehmitique. Ils s'orientent toujours parallèlement les uns aux autres suivant leur face aplatie. Leur taille varie de 2 à 5 cm, mais elle diminue progressivement en montant vers le haut du profil.

- Vers le haut, ces galets sont fissurés et leurs fissures remplies de calcite qu'on ne rencontre pas dans le ciment.
 - L'orientation se manifeste aussi à l'échelle des oolithes qui sont toujours jointives, souvent aplaties, brisées et parfois fragmentées.
6. Plus haut, *niveau e*, les éléments brèchiques sont plus rares, plus petits (2 à 3 cm), toujours dans un ciment oolithique, mais dans une matrice de plus en plus carbonatée qui, progressivement, se substitue au fond boehmitique.
- Par l'intermédiaire de cette zone de plus en plus riche en calcite, on passe progressivement à une couche constituée de 30 cm de calcaire franc contenant de nombreux organismes examinés par J. CUVILLIER : *Rotalia* aff. *trochidiformis*, *Mélobésiés* type Sainte-Baume, *Dicyclines*, *Milioles*, *Globotruncana* bicarénées, qui datent ce calcaire du Sénonien (Santonien) (*niveau f*). Remarquons qu'ici, le passage du calcaire santonien est progressif. Ailleurs, il peut se faire par l'intermédiaire de conglomérats d'abord bauxitiques, puis de plus en plus calcaires, qui passent au calcaire franc.
7. La coupe se termine par un horizon induré, *niveau g* (1 cm), constitué d'hématite et de calcite, finement lité, remaniant quelques organismes non identifiables, ferruginisés, marquant, d'après J. CUVILLIER, un épisode lacustre. Cet horizon est surmonté d'une couche d'argiles brunes plastiques, *niveau h*, elle-même surmontée par des calcaires à *milioles* du Santonien, *niveau i*.

Interprétation. L'étude détaillée de cette carrière nous permet donc de dégager des conclusions intéressantes quant au mode de dépôt de la bauxite. En effet, dès la base, des figures de sédimentation apparaissent dans le minerai : Lentilles ou biseaux riches en oolithes dans les argiles de base ; granoclassement des oolithes ; orientation des oolithes et des éléments du poudingue ; passage vertical continu, de la bauxite à un calcaire marin.

Il faut donc admettre qu'ici la bauxite a été sédimentée en milieu aqueux et que le matériau piégé dans cette cuvette y est arrivé sous forme de bauxite déjà constituée.

Nous retrouvons donc le même mode de dépôt que nous avons mis en évidence 3 km plus à l'Ouest, dans la bande de Mazaugues, et à 20 km au NW, dans le secteur d'Ollières. Ici non plus il n'est donc pas question de voir un profil en place.

D'autre part, nous avons vu que la taille des éléments détritiques est relativement grande, que différents types de roches présentant de *nets critères de sédimentation* se superposent, que les minéraux lourds sont plus particulièrement associés aux faciès oolithiques, que les *pisolithes* et les *oolithes* sont très souvent brisées et fragmentées, et ceci, dès la base des profils.

Tous ces faits nous conduisent à admettre que le transport du matériel bauxitique n'a pu se faire que par voie aqueuse et il semble que, dans le cas particulier de ce gisement, on puisse admettre au minimum cinq apports bauxitiques successifs, qui sont :

- les argiles basales
- la bauxite brèchique rouge
- la couche presque uniquement oolithique
- le poudingue bauxitique
- la bauxite brèchique de plus en plus carbonatée,

auxquels succède enfin, *sédimentée en continuité*, une première assise de calcaire, localement remaniée en même temps que la partie tout à fait sommitale de la bauxite. L'autre part, il faut noter que, s'il y a eu plusieurs apports successifs, le transport de la bauxite depuis son lieu de formation s'est fait en plusieurs étapes, au cours desquelles *le matériau bauxitique primitif a continué à évoluer et à subir la latéritisation*.

En effet, les oolithes de base sont presque uniquement constituées par de l'hématite alors que celles des niveaux supérieurs, plus grosses, sont constituées par des auréoles successives de boehmite et de goethite. Mais ces auréoles se sont constituées autour de noyaux formés par des oolithes ou des fragments d'oolithes ferrugineuses identiques à celles qu'on rencontre dans le niveau de base. La première génération d'oolithes a donc subi un transport, au cours duquel s'est produite une fragmentation souvent importante, puis un dépôt pendant lequel s'est développé son cortex alumineux. Les grosses oolithes à cortex alumineux sont elles-mêmes très fréquemment brisées et fragmentées; elles ont donc, à leur tour, subi un ou plusieurs déplacements. Il en est de même pour les éléments du poudingue bauxitique qui sont fracturés et dont les fissures sont remplies de calcite qui n'existe plus dans le ciment. Ils ont donc subi, au cours d'une phase antérieure de dépôt, une calcitisation avant d'être à nouveau transportés et piégés à l'endroit où on les trouve aujourd'hui, entourés d'un ciment de boehmite.

'autre part, il est fort vraisemblable que de *nombreuses oolithes ont pris naissance dans le milieu de sédimentation*. En effet, des oolithes ferrugineuses et alumineuses sont très fréquemment aplaties, déformées, impressionnées tout en conservant un granoclassement. Elles se sont donc déposées dans un état relativement plastique et ont subi ultérieurement l'induration. Ceci s'explique aisément si l'on tient compte des quantités importantes de particules colloïdales de fer et d'alumine qui devaient accompagner l'apport détritique bauxitique.

Conclusion : En faisant le bilan des faits énoncés ci-dessus, on s'aperçoit que les critères qui ont amené de nombreux auteurs à renoncer à la théorie alluviale latéritique de la bauxite ne peuvent être retenus :

- Les bauxites provençales ne sont pas caractérisées par la finesse de leur grain; elles sont souvent conglomératiques, pisolithiques et oolithiques.
- Elles présentent souvent de nets critères de sédimentation.
- Elles peuvent contenir des fossiles.
- Elles sont détritiques, sédimentées en milieu aqueux en plusieurs épisodes. Elles ont subi un transport en milieu aqueux et des transformations postérieures à certains dépôts.

5. Extension de ce type de profil à d'autres secteurs du SE de la France

Dans le cadre de l'étude systématique des bauxites du SE de la France que nous avons entreprise depuis plusieurs années, nous avons pu observer dans presque tous les gisements de bauxite du SE des profils voisins de celui que nous venons de voir. En effet, nous retrouvons les mêmes faciès de la bauxite, les mêmes critères de sédimentation, la même répartition des couches, *les mêmes passages progressifs au toit*, aussi bien dans le synclinal de Mazaugues que dans celui de Pélicon-Merlançon et dans ceux du Val, Vins, et Peygros,

dans les gisements du Revest comme dans ceux des Alpilles ; seules les poches du Haut-Var (secteur de Tavernes, Salernes, Lorgues) présentent une disposition quelque peu différente.

Il nous est donc désormais possible de dégager un profil type de la bauxite représentant « une série virtuelle générale » par rapport à laquelle des variations de détail peuvent être envisagées.

6. Description du profil virtuel général

- Sur le mur reposent les argiles rouges, plus ou moins riches en kaolinite, plus ou moins riches en boehmite. Elles contiennent des passées brèchiques ou oolithiques dessinant des figures de sédimentation.
- Au-dessus, vient une couche de bauxite brèchique constituée par de petits blocs anguleux de boehmite et d'hématite et puis des galets de bauxite oolithique ou pisolitique.
- Au-dessus, vient un poudingue bauxitique constitué par des pisolithes jointifs (1 à 2 cm) ou situés dans un ciment oolithique à fond de boehmite qui devient de plus en plus kaolinique vers le haut.
- C'est au-dessus de cette dernière zone qu'on observe les différents modes de passage de la bauxite à ses différents toits.

Interprétation. Si l'on examine cette répartition des différentes couches bauxitiques en tenant compte des variations qu'elles peuvent présenter, on s'aperçoit qu'elles représentent un *profil inversé de latérite bauxitique* cuirassée, alumineuse et ferrugineuse (ferrallite). Ce qui veut dire que nous sommes en présence ou d'une « série négative » de LOMBARD (1953–1956) ou d'une « série évolutive » ou d'un « cycle géochimique » de H. ERHART (1955–1956) suivant l'analyse de G. MILLOT (1964). Et ce, d'autant plus, que nous avons trouvé dans le syndinal de Mazaugues, dans le secteur minier de la « Baume Nord » à la base de la bauxite brèchique et dans l'argile rouge de base, des morceaux de lignite, des morceaux de bois ainsi que des passées de lignite et de bauxite ligniteuse stratifiée. Nous avons également trouvé en de nombreux endroits, à la base de la bauxite, sur le mur, des blocs ferrugineux de tailles variables (de quelques centimètres à plusieurs décimètres) qui sont indiscutablement les vestiges d'anciennes cuirasses.

Dès lors, on peut considérer qu'après une période biostasique sous couvert végétal, ayant entraîné une sédimentation chimique, les débris végétaux trouvés à la base de la bauxite brèchique représentent les vestiges du manteau forestier disparu lors d'une période rhexistasique, ou, mieux encore, d'une *période hétérostasique*, telle que l'a définie récemment H. ERHART (1966). A la suite de cette dernière, la formation d'une cuirasse indurée intervient localement, tandis qu'à certains endroits, le couvert végétal n'a pas totalement disparu. Dès lors, les argiles rutilantes de base de notre « série virtuelle générale » sont issues soit de l'érosion des horizons surmontant la cuirasse, soit des premières phases de démantèlement de cette cuirasse indurée, après son arrivée à la surface. L'érosion s'accroissant par ruissellement, l'apport détritique devient de plus en plus grossier ; aux éléments issus de la cuirasse se joignent des pisolithes et des oolithes provenant de la zone de concrétion.

Puis, à son tour, ce dernier apport devient plus important et on voit enfin apparaître le matériel argileux, kaolinique, qui, dans un profil en place, constitue la lithomarge. Il serait même possible, en poussant le raisonnement, de voir dans les sables et grès de Valdo-Fuvélien, quand ils forment le toit de la bauxite, les matériaux issus de la base des profils latéritiques entraînés par l'érosion.

Bien entendu, toutes les variations qu'on peut rencontrer autour de ce schéma général s'expliquent aisément par les variations qui pouvaient exister au sein des profils latéritiques primaires et par les ségrégations et mélanges de matériaux qui ont pu se produire au cours des transports et des dépôts.

7. Passage de la bauxite à différents toits et variations de faciès de la bauxite *

La bauxite a été piégée et conservée grâce au dépôt de sédiments de nature lithologique diverses qui constituent ses toits. C'est au-dessus de la zone formée par le poudingue bauxitique que s'effectue le passage bauxite-toit. Le passage peut se réaliser de différentes manières :

a) *Passage au toit calcaire :*

- *brutalement*, dans ce cas, la limite entre la bauxite et le calcaire est très nette, signe d'un brusque changement de sédimentation.
- *progressivement*, dans ce cas on voit la formation bauxitique s'enrichir au sommet en carbonates pour passer, par l'intermédiaire d'une bauxite calcaire à un calcaire bauxitique puis à un calcaire franc riche en organismes.

b) *De la même manière progressive*, la bauxite peut passer :

- à un toit argileux,
- à un toit charbonneux,
- à un toit gréseux.

De la même manière qu'il existe des passages progressifs à différents toits, il est possible d'observer des variations de faciès de la bauxite, au sein du profil virtuel général. C'est ainsi que les argiles basales peuvent être parfois remplacées par une bauxite très fine. La bauxite peut également contenir, dans ses parties basales, des inter-lits ligniteux. Des lentilles de bauxite aphanitique ont également été observées dans les parties médianes de certaines assises bauxitiques. Dans le synclinal de Mazaugues, par exemple, à la mine de Tourves, cinq lentilles superposées ont été constatées montrant un granoclassement. Les limites entre ces lentilles sont marquées par des figures de «slumping» ou par des brèches intraformationnelles. Enfin, très souvent, des blocs bauxitiques importants, de caractère chimique différent de la matrice bauxitique qui les entoure, existent soit à la base de la formation bauxitique, soit au sommet.

Toutes ces variations, au sein du profil virtuel général, confirment une fois encore le caractère détritique et sédimentaire de la bauxite provençale. Ces variations peuvent être dues à des mélanges au cours des transports, à des arrivées de matériaux de natures différentes ainsi qu'à des variations de la nature lithologique des roches-mères de la latérite bauxitique primaire.

* J. NICOLAS, M. LECOLLE et B. HIERONYMUS, 1966.

VI. PROBLÈMES PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE LA BAUXITE DE PROVENCE

1. Âges du dépôt de la bauxite — positions et âges possibles de la roche-mère de la bauxite

Il ne m'est pas possible actuellement d'aborder le problème paléogéographique de toutes les bauxites du Sud de la France. Des travaux étant actuellement en cours pour ce qui concerne les bauxites situées à l'Ouest de la Vallée du Rhône, je me bornerai donc à aborder celui des bauxites provençales qui me sont plus familières.

Rappelons que suivant une conception classique, elles reposent sur un territoire émergé pendant l'Albien, auquel on donne le nom d'Isthme Durancien, qui reliait le Massif Central-Montagne Noire au Massif des Maures-Esterel. C'était un vaste dôme, orienté sensiblement EW, long d'environ 250 km, large de près de 80 km qui supportait la bauxite, laquelle semble s'être formée en « lieu et place de l'Albien ». Il séparait le golfe de Basse Provence vers le Sud de la Mer Alpine vers le Nord. L'axe de cet isthme, de direction EW, passait sensiblement par une bande située approximativement au Sud du parallèle de la ville de Draguignan, ce qui fait qu'une partie de la bauxite repose sur le fait de l'isthme ou sur son flanc Nord (bauxites du Haut-Var) tandis que l'autre partie reposait sur son flanc Sud (grands gisements situés autour de Brignoles).

Compte tenu de la disposition de cet isthme reliant deux grands massifs cristallins, de nombreux auteurs ont imaginé, comme nous l'avons vu, de rechercher l'origine du matériel pré-bauxitique dans des produits latéritiques issus de ces massifs. Parmi ceux-ci, récemment, I. VALETON envisage l'existence de cours d'eau issus du Massif des Maures et de l'Esterel qui auraient déposé en éventail des produits d'altération latéritiques sur des « surfaces d'aplanissement placées en contre-bas ». Dès l'abord, ces hypothèses pourtant bien séduisantes font immédiatement surgir des difficultés.

Elles ont été soulevées, en particulier, par E. ROCH (1959), en raison de la morphologie de l'Isthme Durancien, de son allongement EW, de l'allure et de la direction du réseau hydrographique qui aurait parcouru l'isthme en véhiculant, à partir des massifs cristallins, le matériel pré-bauxitique. En effet, les eaux issues du Massif Central-Montagne Noire ou du Massif Maures-Esterel, et le matériel qu'elles transportent n'auraient pu s'écouler que dans le sens WE ou EW, donc suivant le grand axe de l'Isthme Durancien, créant ainsi (E. ROCH, 1959), un « réseau hydrographique d'autant plus anormal que l'isthme était bombé ». Ces difficultés sont parmi les raisons qui ont poussé E. ROCH à envisager le transport éolien de la bauxite. Nous-mêmes (J. NICOLAS et M. LECOLLE 1968), avons également souligné ces difficultés en insistant, d'une part, sur l'absence de variations granulométriques de la bauxite suivant le sens EW ou WE et, d'autre part, sur l'impossibilité qu'il y a, en tenant compte par exemple du réseau hydrographique dessiné par I. VALETON, d'expliquer la présence de bauxite dans le Haut-Var. En effet, ces bauxites se situent sur le flanc Nord de l'isthme ce qui aurait obligé les cours d'eau à en franchir le fait pour y déposer le matériel pré-bauxitique.

De plus, les problèmes se compliquent encore à partir du moment où certains auteurs pensent (PROUST, 1967) que la mise en place du Massif des Maures-Esterel, tel qu'on le connaît actuellement, est récente et que ce massif était antérieurement recouvert par une importante couverture mésozoïque. Dès lors, ce ne sont pas ces massifs cristallins qui auraient alimenté les zones à bauxites. On pourrait, dans ces conditions, imaginer que le matériel pré-bauxitique proviendrait de la couverture mésozoïque, mais il est alors plus facile de le rechercher sur l'isthme lui-même constitué de roches de même nature. Cependant, comme nous l'avons montré, les bauxites passent fréquemment, progressivement à leurs toits. Et, parmi ceux-ci, à des toits d'âge Campanien, représentés par des faciès, lacustres du Valdo-Fuvélien qui sont souvent constitués par des formations gréseuses lesquelles contiennent des galets de *rhyolithe* identiques à celles qu'on rencontre dans les Maures-Esterel. Et la présence de ces formations prouve bien l'existence, au Sénonien supérieur, de formations cristallines à proximité des gisements de bauxite.

Le problème de l'existence de ce massif Maures-Esterel à l'époque du dépôt de la bauxite étant posé ainsi que la difficulté représentée par la circulation d'un réseau aquatique de direction EW ou WE, enfin après les nombreuses observations de terrain que nous avons réalisées, il paraît nécessaire d'envisager une paléogéographie plus « appropriée » de l'Isthme Durancien à l'époque bauxitique. En effet, les travaux anciens et récents montrent que la surface d'érosion sur laquelle s'est installée la bauxite n'était pas quelconque (J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1963) puisqu'elle entame des terrains de plus en plus anciens en allant du Sud vers le Nord et de l'Ouest vers l'Est. D'autre part, il apparaît que cette surface d'érosion n'entaille pas des séries isoclinales mais qu'elle s'est installée sur une *région déjà plissée ou en voie de plissement*, suivant les grands axes structuraux actuels. Ces idées ont été émises entre autres par P. GEORGES (1935), G. DENIZOT (1952), S. FABRE-TAXY (1959), G. MENNESSIER (1959) et plus récemment par J. J. BLANC et C. GOUVERNET (1967). De plus, il a certainement existé des bassins subsidents à forte sédimentation et des rides à sédimentation réduite dès le Jurassique supérieur (G. GUIEU, 1967). C'est sur cet Isthme Durancien déjà plissé et sur lequel s'installe la surface d'érosion que va se développer la transgression du Crétacé supérieur. Partie du SW, elle va gagner progressivement vers le NE aux dépens de l'Isthme Durancien sur lequel elle va s'étaler en y dessinant une série de golfes en « doigts de gants », envahissant les synclinaux subsidents à des périodes de plus en plus récentes en allant vers le NE et le Nord. C'est ainsi que les sédiments déposés qui forment le toit de la bauxite et qui vont piéger le minerai sont cénomaniens au Revest (près de Toulon, santoniens à Mazaugues et au Val, campaniens dans la région du Cannet). Dans le Nord et l'Est Varois que la transgression n'atteint pas, se déposent des sédiments fluvio-lacustres, daniens puis éocènes inférieurs.

Or, nos études nous ont amené à constater (J. NICOLAS, M. LECOLLE, 1968) que la bauxite s'est mise en place dans des synclinaux subsidents, dès le début de la transgression locale (brèche basale d'Ollières-Pourcieux) et qu'il existe, le plus souvent, continuité de sédimentation entre la bauxite et ses différents toits.

Dès lors, il est possible de dégager une *paléogéographie se rapportant à l'existence de la bauxite et d'envisager la position ainsi que l'âge de la roche mère de la latérite bauxitique primaire*.

2. Paléogéographie bauxitique

«Au Jurassique et au Crétacé inférieur, la Provence peut être considérée comme le bord méridional de la mer Alpine» (J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1963). En effet, les faciès deviennent de plus en plus néritiques au fur et à mesure qu'on descend vers le Sud. Mais déjà, des haut-fonds, des rides et des sillons, qui préfigurent les aires anticlinales et synclinales futures, se manifestent dès le Jurassique supérieur par l'individualisation de zones sédimentologiques différentes dans lesquelles les puissances et les faciès varient. Durant le Crétacé inférieur, l'évolution structurale se poursuit et la Provence présente une paléogéographie en anticlinaux et synclinaux orientés WE. Primitivement, toutes les structures sont noyées sous les eaux du golfe de Basse-Provence. Mais, progressivement, le futur isthme commence à émerger à partir du Sud, le mouvement de soulèvement se poursuivant vers le Nord. Très tôt, les anticlinaux émergent et, immédiatement, sont soumis à l'érosion et à l'altération au Sud, tandis que vers le Nord et le NE les anticlinaux subissent le même sort, plus tardivement. L'émersion définitive de l'isthme s'effectue pendant l'Albien; seules, quelques régions extrêmement localisées échapperont à l'émersion, régions dans lesquelles on connaît l'existence d'Albien extrêmement néritique (G. MENNESSIER et J. SORNAY, 1959); partout ailleurs, *en lieux et places de l'Albien*, existent des faciès continentaux dont la bauxite fait partie.

C'est pendant cette période d'émersion que s'est développée la surface d'érosion entaillant plus ou moins profondément les aires anticlinales émergées. Et, c'est également pendant cette période, que *s'est développée, au sommet des anticlinaux émergés et érodés, la latérite bauxitique, roche-mère de la bauxite de Provence*. En effet, des résultats de sondages effectués dans la région de Maзаугues, par exemple, ont permis l'établissement de cartes isopaques de la bauxite et de cartes isobathes de la base du toit (M. LECOLLE, 1967, J. NICOLAS et M. LECOLLE, 1968), qui montrent que le minerai se répartit dans ce secteur en une série de lentilles anastomosées, entièrement scellées par les argiles kaoliniques qui constituent constamment les horizons supérieurs de l'assise minéralisée. De plus, ces cartes montrent que la bauxite est limitée à une frange strictement parallèle aux axes anticlinaux et synclinaux, que son aire de répartition n'excède jamais 2 km de largeur et qu'elle se surimpose à la zone de flexure limitant anticlinaux et synclinaux. Les cœurs synclinaux sont stériles dès que les structures ont une largeur supérieure à 4 ou 5 km.

D'autre part, des études que nous avons entreprises récemment en Afrique, au Cameroun, sur les bauxites latéritiques de l'Adamaoua (J. NICOLAS et S. BELINGA, 1969) nous ont permis de constater que les bauxites alumineuses *sont très fragiles*. En effet, ces bauxites qui constituent les sommets des hauts-plateaux lesquels subissent l'érosion et l'altération actuelles sont dégagées en boules. Ces boules dont la taille est de quelques décimètres sur les plateaux sont entraînées sur les pentes ou leur taille s'amenuise, puis déposées dans les vallées où elles continuent à être altérées, érodées et transportées. *A 1 ou 2 km du pied des plateaux elles disparaissent totalement, l'alumine et le fer étant transportés sous forme particulière dans les ruisseaux*. Des observations identiques ont également été réalisées par G. DE WEISSE (1964) qui a étudié des gisements de latérites-bauxitiques en Afrique Occidentale et en Inde et qui écrit que la

«gibbsite, malgré sa dureté, se désagrège facilement et ne subit pas de transport à longue distance». Or, en Provence *très fréquemment*, à la base de la bauxite et dans la bauxite même, on rencontre des blocs dont la taille peut atteindre $1/2 \text{ m}^3$, d'autres, plus fréquents, mesurent de 1 à 2 dm^3 . Ces observations associées au fait que la bauxite se situe en bordure des axes anticlinaux montrent bien que *la bauxite ne peut pas provenir de loin*.

Dès lors, cette bauxite qui est, comme nous l'avons montré, une roche sédimentaire transportée et déposée en milieu aqueux, ne pouvait avoir son origine que sur les aires émergées où elle s'est formée, surmontant les dépressions où elle s'est déposée. Elle s'est constituée pendant une période de stabilité crustale, suffisamment longue, nécessaire pour permettre son élaboration avant le début de la transgression du Crétacé supérieur. On doit donc la rechercher sur toutes les aires anticlinales précocement émergées, érodées et altérées, séparant les formations synclinales aujourd'hui minéralisées et, éventuellement, sur les massifs cristallins émergés à l'époque.

3. Âges et natures possibles des roches-mères de la bauxite

Dès lors, si l'on admet sa position et sa formation au sommet des structures anticlinales, elle ne peut provenir que de la latéritisation d'un des termes de la série stratigraphique, du Trias à l'Albien (J. NICOLAS, M. LECOLLE, 1968). L'équivalence latérale qui existe, au moins géométriquement entre la bauxite et l'Aptien-Albien, marneux, glauconieux, peut nous permettre de penser que *la roche-mère de la bauxite est précisément l'Aptien-Albien*. Il s'agit là d'une formation suffisamment riche en alumine pour engendrer une latérite bauxitique. Cette hypothèse est très valable pour toutes les bauxites situées sur le flanc Sud de l'isthme. Cependant, la limite de transgression de cet étage semble ne pas avoir dépassé Brignoles (Var) au Nord et au NE. Dès lors, les bauxites du Haut-Var et de l'Est Varois qui occupent une position topographique plus élevée sont plus difficilement explicables. Dans ces conditions on est amené à rechercher dans la série stratigraphique d'autres roches-mères possibles de la bauxite. Il semble exclu qu'il puisse s'agir des dolomies «néojurassiques» dont la teneur en alumine est négligeable. *On doit alors se tourner vers les formations permotriasiques et rhétiennes*. Il s'agit là de puissantes séries argilo-détritiques contenant des roches d'épanchement particulièrement riches en silico-alumineux et dont la nature se prêtait fort bien au phénomène de latéritisation. De plus, la latéritisation de cet ensemble pourrait fort bien expliquer la similitude existant entre les minéraux lourds trouvés dans la bauxite et ceux existant dans les massifs cristallins, puisqu'il est admis que ces formations permotriasiques et rhétiennes proviennent de l'altération et du démantèlement de ces massifs cristallins. Dans cette hypothèse, on peut même supposer que les sédiments détritiques valdoniens (Campanien) qui recouvrent la bauxite en certains secteurs représentent la lithomarge de la latérite primaire.

D'autre part, il semble que les aires d'épanchement d'âge triasique ainsi que le nombre d'épanchements dans le Trias soient beaucoup plus importants qu'on ne le pensait jusqu'à ces derniers temps. De plus, la bauxitisation à partir de roches d'épanchement aurait l'avantage d'expliquer l'existence de certaines «anomalies» géochimiques au sein de la bauxite: manganèse dans

toute la bauxite, cobalt dans le Haut-Var, nickel sous forme de takovite dans le gisement des Codouls, dans l'Est varois (G. DUROZOY, G. HAUTE et C. JACOB, 1966). Il est admis que cette paragénèse métallique est assez caractéristique des roches basiques, raisons supplémentaires pour ne pas négliger les épanchements basaltiques du Trias.

Enfin, si on examine une carte géologique (M. LECOLLE, 1967), permettant de suivre les gisements de bauxite de la Provence Orientale, du Languedoc et de la bordure pyrénéenne, on est immédiatement attiré par le parallélisme étroit qui existe entre les formations bauxitiques et les affleurements triasiques ainsi que par les faibles distances qui les séparent (4-5 km en moyenne). Certes il ne s'agit là que de liaisons géographiques et une grande partie des affleurements triasiques actuels EW peuvent n'être dûs qu'à la tectonique tangentielle qui a affecté la Provence à l'Éocène. Cependant, il y a là une relation curieuse de cause à effet.

Mais, si l'on retient cette hypothèse du Permo-Trias et du Rhétien, roche-mère possible de la bauxite, laquelle permet en outre d'expliquer très facilement la position des bauxites du Haut-Var, il faut admettre que *ces formations ont pu affleurer pendant la période latéritisante*. Cela est possible si on considère comme probable l'individualisation précoce, dès le Jurassique, de ces zones de haut-fond que représentent aujourd'hui les aires triasiques EW et leur érosion. Sur ces zones de haut-fond, ces rides à dépôts moins épais que dans les aires synclinales, s'est installée la surface d'érosion anté-albienne qui, en certains secteurs, a pu atteindre d'autant plus facilement les cœurs rhétiens et triasiques que la couverture sédimentaire jurassique était plus réduite. Cette hypothèse est d'autant plus plausible que, récemment, dans la chaîne de l'Etoile, au Nord de Marseille, G. GUIEU (1967) a mis en évidence des bassins «d'hyper-sédimentation à faciès dolomitique» limités par des «rides» à dépôts moins épais. Bref, il apparaît que les formations rhétiennes et permo-triasiques sont également des roches-mères possibles pour les bauxites du Sud de la France.

En résumé, je pense qu'il est vraisemblable que les roches-mères des bauxites du Sud de la France sont *d'origine, d'âge et de nature lithologique variés. Tout matériau situé au sommet des structures émergées suffisamment riche en silicates d'alumine a pu subir le phénomène de bauxitisation*. La nature lithologique variée des différentes roches latéritisées permet d'expliquer, entre autres, les variations qu'on rencontre au sein de la bauxite et, en particulier, les variations de qualité (différentes teneurs en alumine, fer et argile). Quoiqu'il en soit, les formations marneuses de l'Aptien-Albien, détritiques du Permo-Trias et du Rhétien ainsi que les roches d'épanchement basiques du Trias *sont des roches-mères très valables*.

Le problème de l'origine et de l'âge des roches-mères de la bauxite ayant été posé, reste à envisager maintenant celui de l'âge du dépôt de la bauxite.

4. Âge du dépôt de la bauxite de Provence

Nous avons vu qu'à l'Albien l'émergence de l'Isthme Durancien est presque totale. Seules demeurent immergées quelques zones très localisées. Le paysage de l'isthme est celui d'une succession d'anticlinaux et de synclinaux orientés EW. Sur ces anticlinaux, décapés par la surface d'érosion, se sont développées,

dans les secteurs privilégiés, des latérites bauxitiques. L'évolution de l'isthme va se poursuivre pendant tout le Crétacé supérieur et au Maestrichtien la Provence toute entière émerge définitivement.

A l'Albien s'effectue un enfoncement des structures de l'isthme, principalement au niveau des aires subsidentes, enfoncement qui se poursuivra pendant tout le Crétacé supérieur. *Cet enfoncement va entraîner d'une part la transgression du Crétacé supérieur et d'autre part le démantèlement ainsi que le dépôt de la latérite-bauxitique primaire dont les produits vont se déposer dans les aires subsidentes* (J. NICOLAS et M. LECOLLE, 1968). *Cette transgression et le dépôt concomitant de la bauxite vont se poursuivre pendant tout le Crétacé supérieur ce qui prouve que la bauxite provençale n'a pas un âge unique de mise en place.*

En effet, la transgression du Crétacé supérieur va s'étaler sur l'Isthme Durancien en progressant vers le N-NE envahissant les synclinaux en «doigts de gants», déposant des sédiments d'autant plus jeunes qu'elle progresse vers le N-NE («Gouttières» de J. AUBOUIN et G. MENNESSIER, 1963). *Le démantèlement et le dépôt de la bauxite seront synchrones de l'avancée de cette transgression*, et sa présence marque, dans tous les gisements, le début de la transgression ou son étalement laguno-lacustre; on pourrait envisager la bauxite comme étant *le coagulé de base de la transgression du Crétacé supérieur.*

Cette hypothèse est justifiée par le fait que la bauxite possède des toits de plus en plus récents qui la scellent dans ses gisements, et auxquels elle passe le plus souvent progressivement, *en continuité de sédimentation* au fur et à mesure qu'on se dirige vers le Nord et le NE. Elle présente souvent en son sein des figures de sédimentation dont les pendages sont constamment égaux à ceux des toits. On peut alors envisager cet ensemble de faits et en particulier le passage de la bauxite à des toits d'âge et de nature différents comme une lutte d'influence entre deux modes de dépôts. L'un d'origine détritique, terrigène la *bauxite*, qui domine tout d'abord largement; l'autre d'origine biochimique et organogène (calcaires du toit) faible au début et qui s'affirme ensuite plus fermement dans les structures les plus méridionales. Dans ces secteurs, vers les parties SW, des synclinaux minéralisés, la bauxite se met en place sur les bordures synclinales laguno-marines. La mer, dont l'influence est masquée par des apports terrigènes bauxitiques importants, va imposer rapidement ses propres caractéristiques sédimentologiques et là, des calcaires organogènes surmonteront directement en contact brutal le minerai, marquant ainsi la coupure entre deux modes de sédimentation.

Dans les parties centrales des bassins de sédimentation, l'influence marine est moins «agressive». Elle s'impose progressivement et l'on observe des passages continus entre la bauxite et les sédiments marins de son toit. Dans les fonds plus orientaux, «en doigt de gant», de certains synclinaux, les dépôts peuvent encore se faire en milieu marin, ou laguno-lacustre mais, déjà, des conditions continentales plus durables se font sentir comme en témoignent les épaisses séries d'argiles détritiques qui prolongent la sédimentation bauxitique. Dans les structures minéralisées situées plus au Nord et au NE, les conditions de sédimentation sont de plus en plus continentales pour le devenir totalement dans le Haut-Var et l'Est Varois. Dans ces synclinaux orientés WE, l'âge du dépôt de la bauxite est donc fonction de l'avancée de plus en plus tardive de la transgression du Crétacé supérieur. Ce dépôt, qui débute en même temps que

se manifestent les prémices de la transgression du Crétacé supérieur, s'est terminé au Cénomani en dans le secteur le plus méridional, au Revest, près de Toulon.

Les synclinaux de Mazaugues, Pélicon, Val, Vins, ne sont atteints par la transgression qu'au Santonien qui scelle la fin du dépôt de la bauxite. A Mazaugues, l'épaisseur du Santonien atteint 400 mètres; plus au Nord, au cœur du synclinal du Val, l'épaisseur du Santonien n'est plus que de 8 mètres; à Vins, ou viennent mourir et s'étaler les derniers termes de la transgression à 5 km à l'Est environ, l'épaisseur n'est plus que de 1 mètre. Cet étage est surmonté par du Campanien lagunaire, et à son sommet se sont déposés des sédiments fluvio-lacustres du Valdोनien et du Fuvélien (Campanien) qui marquent la fin de l'envahissement marin.

Dans les régions situées à l'Est de Vins, entre Vins et Vieux-Cannet, la bauxite passe à des sables arkosiques qu'on rapporte également au Campanien (Valdonien). Aux Baux de Provence, situés plus à l'Ouest, les sédiments qui forment le toit sont aussi rapportés au Campanien (Valdo-Fuvélien). Dans le Haut-Var que la transgression n'atteint pas, les toits de la bauxite, quand ils existent, sont constitués par des sédiments fluvio-lacustres attribués au Danien et à l'Eocène inférieur. C'est au Maestrichtien que l'on observe une émigration généralisée de la Provence marquée, dès le Campanien, par le développement de faciès lagunaires, valdoniens puis fuvéliens, dans tout le domaine du Golfe de Basse Provence. Cette phase maestrichtienne très importante, correspond à la mise en place des grands traits de la structure provençale.

VII. CONCLUSIONS

Tous les faits que nous venons d'évoquer confirment le caractère sédimentaire, détritique des bauxites du SE de la France. Elles se sont déposées dans des dépressions de la surface carbonatée, dans une série de petits marigots, lacs, lagunes, bassins euxiniques marins, sensiblement alignés EW.

Elles sont le vestige d'une latérite bauxitique (ferrugineuse et alumineuse), démantelée et transportée en milieu aqueux. Cette latérite bauxitique s'est constituée sur les zones anticlinales émergées aux dépens de roches d'âge et de nature variés. Elles se sont déposées en plusieurs épisodes au fur et à mesure que se développait la transgression du Crétacé supérieur et le démantèlement de la couverture latéritique. Elles n'ont donc pas un âge unique de mise en place et leur dépôt se termine comme se déposent les premiers sédiments qui forment leur toit, auxquels elles passent, souvent progressivement.

Mais, le matériau bauxitique s'est mis en place par étapes, au cours desquelles il a continué à subir le phénomène de bauxitisation. Egalement pendant et après son dépôt, et après le dépôt des toits, le matériau a continué à subir des transformations (deferrification, resilicification, calcitisation, etc.), comme en témoignent les recristallisations d'oxydes de fer, d'alumine, de kaolinite et de calcite qu'on observe au sein de la bauxite.

L'état actuel de la bauxite est donc dû à un ensemble de phénomènes syngénétiques, diagénétiques et épigénétiques qui confèrent à la bauxite tous les caractères d'une roche sédimentaire classique.

Remerciements. L'auteur est particulièrement heureux d'exprimer ici ses remerciements à ceux de ses élèves qui ont contribué à cette étude : P. BILDGEN, M. ESTERLE, B. HIERONYMUS, B. KOTCHOUBEY, M. LECOLLE, ainsi qu'à Mlle FOURY, M. le Professeur J. CUVILLIER, MM PH. DUFAUR et A. POIGNANT qui ont bien voulu déterminer les organismes, et à toutes les sociétés minières qui ont facilité l'exécution de ce travail en permettant l'accès dans les mines et carrières leur appartenant.

BIBLIOGRAPHIE

- ARSANDAUX, M. 1913: Contribution à l'étude des roches silicatées alumineuses dans les régions intertropicales. — Bull. soc. Fr. Min., XXXVI, 70-110.
- AUBOULIN, J., MENNESSIER, G. 1963: Essai sur la structure de la Provence. — In livre à la mémoire du Prof. P. FALLOT. Mem. h. ser. Soc. Geol. France, II, 45-98.
- BERTHIER, P. 1821: Analyse de l'alumine hydratée des Baux, Département des Bouches du Rhône. — Ann. Mines VI, 531-534.
- BLANC, J. J., GOUVERNET, C. 1967: L'Isthme durancien en Basse-Provence occidentale. — Bull. Soc. Géol. France, (7), IX.
- BONTE, A. 1958: Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. — C.R. 83^{ème} Congrès Soc. Sav., 147-165.
- BONTE, A. 1963: Les remplissages karstiques. — Sedimentology, 2, 333-340.
- BONTE, A. 1965: Sur la formation en deux temps des bauxites sur mur calcaire. — C.R. Acad. Sc., Paris, 260, 5076-5078.
- CAILLÈRE, S., POBEGUIN, TH. 1965: Considérations générales sur la composition minéralogique des bauxites du Midi de la France. — Mem. Museum Nat. Hist. Nat., série C, 12, 125-212.
- CAILLÈRE, S., ROCH, E. 1968: Sur quelques bauxites, argiles et argilites du Haut-Var. — C.R. Acad. Sc. Paris, 266, 2118-2179.
- COLLOT, L. 1880: Description géologique des environs d'Aix en Provence. — Thèse Fac. Montpellier, 234 p.
- COMBES, P. J. 1965: Dissolution karstique sous une couche bauxitique. Remarques sur l'origine des gisements en poches. — C.R. Somm. Soc. Geol. Gr., 123-124.
- COMBES, P. J. 1966: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: le passage des argilites aux bauxites; premiers résultats concernant l'origine des argilites. — C.R. Acad. Sc., Paris, 263, 1797-1800.
- COMBES, P. J., MONGIN, D. 1968: Sur la présence de mollusques dans des niveaux argileux intrabauxitiques près de Lescalé (Ariège). — C.R. Acad. Sc., Paris, 266, 1553-1555.
- COQUAND, H. 1871: Sur les bauxites de la chaîne des Alpes (Bouches-du-Rhône) et leur âge géologique. — B.S.F.G., (2), XXVIII, 98-114.
- CORROY, G. 1939: Le Massif de la Sainte-Baume. — Bull. Serv. Carte Géol. de France, XLI, 127.
- DAUBRÉE, A. 1869: Notes sur l'existence des gisements de bauxites dans les départements de l'Hérault et de l'Ariège. — Bull. Soc. Géol. Fr., 2^{ème} série, XXVI, 915.
- DEMANGEON, P. 1965: Sur la présence et la signification probable de minéraux du Massif Central dans les bauxites de l'Isthme durancien. — C.R. Acad. Sc., 261, 2685-2687.
- DENIZOT, C. 1939: Notice sur les recherches de géologie. — Imprimerie Marseillaise. Marseille, 108 p.
- DENIZOT, C. 1962: Composition et genèse des bauxites de Provence et Languedoc. — C.R., 86^{ème} Congrès Soc. Sav., 405-407.
- DIEULAFAIT, L. 1881: Les bauxites, leurs âges, leur origine. Diffusion complète du titane et du vanadium dans les roches de la formation primordiale. — C.R. Acad. Sc., Paris, 104, 383.
- DOLFUSS, G. 1904: Observation à la note de F. Laur. — Bull. Soc. Géol. Fr., 4^{ème} Ser., IV, 171,

- DUBOUL-RAZAVET, C., PERINET, G. 1961: Sur la composition minéralogique des bauxites des Alpilles. — C.R. 84^{ème} Cong. Soc. Sav., Dijon, 397-404.
- DUROZOY, G., HAUTE, H. et JACOB, C. 1966: Présence d'hydroxyde de nickel naturel dans le gisement de Codoul (Var). — C.R. Acad. Sc., 263, 625-626.
- ERHART, H. 1956: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. — Paris: Masson, Coll. vol. des Sc., 88 p.
- ERHART, H. 1966: Bio-rhéxistase, biostases évolutives, hétérostase. Importance de ces notions en géologie minière exogène. — C.R. Acad. Sc., Paris, 263, 1048-1051.
- ERHART, H. 1967: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. — Masson et Cie, édit., Paris, 1 vol., 177 p., 2^{ème} édition.
- ESTERLE, M. 1967: Contribution à l'étude de la genèse et de l'évolution des bauxites karstiques de Provence. Géologie, minéralogie, géochimie des formations bauxitiques de Saint-Maximin, Ollières, Pourcieux (Var). — Thèse 3^{ème} Cycle, Fac. Sc. Paris.
- FABRE, G. 1870: Sur les failles et fentes à bauxite, dans les environs de Mende. — Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 2, XXVII, 516-518.
- FABRE-TAXY, S. 1940: Le Crétacé supérieur de la Basse Provence occidentale. — Thèse Fac. Sc. Marseille, 355 p.
- FABRE-TAXY, S. 1959: Le domaine mésogéen au Crétacé supérieur. Le golfe de Basse-Provence. — C.R. 84^{ème} Cong. Soc. Sav., Aix-Marseille, 840-849.
- GEORGES, P. 1935: La région du Bas-Rhône. — Thèse Lettres, Paris: J.B. Baillière, 692 p.
- GÈZE, B. 1940: Sur les phosphorites du Bas-Languedoc. — Bull. Soc. Géol. Fr., 5^{ème} Sér., X-XI, 87.
- GIGNOUX, M. 1936: Géologie stratigraphique. — Paris: Masson, 1911 p.
- GOTTIS, M. 1957: Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. — Thèse Sc. Fac. Montpellier, 577 p.
- GUIEU, G. 1966: Etude stratigraphique et tectonique des formations dolomitiques de la zone centrale de la chaîne de l'Etoile au Nord de Marseille. — Bull. Soc. Fr. Géol. N° 7, 734-748.
- HAUG, E. 1911: Traité de Géologie. — Paris: Armand Colin, II, fasc. III, 628 p.
- LACROIX, A. 1909: Minéralogie de la France et de ses colonies. — Librairie Polytechnique Ch. Béranger, III, 346 p.
- LACROIX, A. 1913: Les latérites de Guinée française et les produits d'altération qui leur sont associés. — Nouv. Arc. Mus. Hist. Nat., Paris, V, 255-356.
- LAPPARENT, A. DE 1893: Traité de Géologie. — Paris: Masson, 1911 p.
- LAPPARENT, A. F. DE 1949: Position et âge des bauxites du Pays de Fenouillet. — C.R. Acad. Sc., Paris, 229, 893-895.
- LAPPARENT, J. DE 1924: Sur la constitution minéralogique des bauxites et des calcaires au contact desquels on les trouve. — C.R. Acad. Sc., Paris, 178, 181.
- LAPPARENT, J. DE 1930: Les bauxites de la France méridionale. — Mém. Carte Géol. Fr., (5), IV, 186.
- LAUNAY, L. DE 1913: Traité de Métallogénie. Gîtes minéraux et métallifères. — II, Paris et Liège, 803 p.
- LECOLLE, M. 1967: Contribution à l'étude de la genèse et de l'évolution des bauxites à mur karstique de Provence: Géologie, Minéralogie et Sédimentologie des formations karstiques de Mazaugues et Pélicon-Merlançon (Var). — Thèse 3^{ème} cycle. Fac. Sc. Paris.
- LOMBARD, A. 1953: Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale. — Rev. Inst. Fr. Pétrole, 8, numéro spécial, 9-45.
- LOMBARD, A. 1956: Géologie sédimentaire. — Paris: Masson, 722 p.
- LUTAUD, L. 1957: La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. — Revue Géog. Phys. et Geol. Dyn., 2^{ème} série, I, 103-112.
- MAUREL, P. 1970: Distribution des minéraux et des éléments majeurs dans une poche de bauxite des environs de Maussane (Bouches du Rhône). — A paraître. Bull. Soc. Fr. Miner. et cristal.

- MENNESSIER G., SORNAY, G. 1959: Sur la présence d'Albien au Sud de Brignoles (Var). — C.R. Acad. Sc., Paris, 248, p. 1199.
- MILLOT, G. 1964: Géologie des argiles. — Paris: Masson.
- NEAU, G. 1967: Note préliminaire sur les argilites du Haut-Var. — Bull. Soc. Géol. Fr., (7), IX.
- NICOLAS, J., ESTERLE, M. 1965: Position et âge de la bauxite karstique d'Ollières (Var). Présence de Gastéropodes dans la bauxite de Mazaugues. — C.R. Acad. Sc., Paris, 260, 3722-3723.
- NICOLAS, J., LECOLLE, M. 1966: Nouvelles hypothèses concernant le mode de transport et de dépôt de la bauxite de Mazaugues (Var). — C.R. Acad. Sc., Paris, 263, 29-32.
- NICOLAS, J. 1966: Observations à la note de MM. E. ROCH et G. DEICHA. — C.R. Soc. Géol. Fr., N° 7, p. 271.
- NICOLAS, J., HIERONYMUS, B. 1966: Nouvelles preuves de l'origine sédimentaire de la bauxite du Var et interprétation bio-rhéxistatique de son dépôt. — C.R. Acad. Sc. Paris, 263, 1689-1691.
- NICOLAS, J., HIERONYMUS, B. 1967: Précisions sur les modes de passage de la bauxite du Var à ses différents toits et sur les variations de faciès. Interprétation sédimentologique. — C.R. Acad. Sc. Paris, 264, 29-32.
- NICOLAS, J. 1968: Nouvelles données sur les bauxites à mur karstique du SE de la France. Leur origine latéritique, leur transport et leur dépôt en milieu aqueux sous forme de bauxite déjà constituée. — Miner. Deposita (Berlin) 3, 18-33.
- NICOLAS, J., BELINGA, S. 1969: Contribution à l'étude de l'origine et de l'évolution des bauxites de l'Adamaoua (Cameroun). — C.R. Acad. Sc. Paris, 268, 1157-1160.
- PERINET, G. 1964: Sur la minéralogie des argiles bauxitiques de Peygros (Var). — Bull. Soc. Fr. Miner. Cristal., 87, 542-546.
- PROUST, F. 1967: Commun. Oraie, Comptes rendus Coll. Biogéographie du Crétacé-Eocène de la France méridionale. — Imp. Nation., Paris.
- RAGUIN, E. 1934: Géologie appliquée. — Paris: Masson.
- ROCH, E. 1959: La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. — Ann. Hébert et Haug. Trav. Lab. Géol. Fac. Sc., Paris, IX, 11-78.
- ROCH, E., DEICHA, G. 1966: Sur des argilites de la région de Draguignan (Var). — C.R. Somm. Sc. Géol. Fr., p. 145.
- ROUSSET, C. 1968: Contribution à l'étude des karsts du SE de la France. Altérations morphologiques et minérales. — Aix-Marseille.
- TERMIER, H. G. 1952: Histoire géologique de la Biosphère. 1^{ème} partie. — Paris: Masson, 721 p.
- VALETON, J. 1966: Sur la genèse des gisements de bauxite du SE de la France. — Bull. Soc. Géol. France, (7), VIII, 685-701.
- WEISSE, G. DE 1948: Les bauxites de l'Europe Centrale. — Thèse Univ. de Lausanne et Mém. Soc. Vaudoise. Sc. Nat., N° 58, 1 vol., 162 p.
- WEISSE, G. DE 1964: Bauxite latéritique et bauxite karstique. — Zagreb. Symposium sur les Bauxites. I, 7-29.

J. NICOLAS

*Laboratoire de Géologie Appliquée
Faculté des Sciences de Paris
9, Quai Saint-Bernard. T. 16 Paris V°
(France)*

OBSERVATIONS ET INTERPRÉTATIONS NOUVELLES SUR LES BAUXITES DE L'ARIÈGE (FRANCE)

par

P. J. COMBES
(France)

Les bauxites de l'Ariège sont situées dans le Sud-Ouest de la France entre Lavelanet et St-Girons, dans un étroit secteur qui s'étire sur une cinquantaine de kilomètres.

La zone bauxitique (fig. 1), dont l'ossature est essentiellement faite de Jurassique et de Crétacé inférieur, est limitée au Nord par le Cénomaniens discordant. La limite méridionale est marquée, dans la partie occidentale, par les terrains paléozoïques qui forment la couverture sédimentaire du massif cristallin de l'Arize. Le secteur oriental s'arrête au Sud contre le Crétacé supérieur du synclinal de Nalzen. Vers l'Est, dans la région de Lavelanet, le Pays des bauxites s'ennoie sous le Crétacé supérieur et l'Éocène. Vers l'Ouest, au-delà du Salat, on a une très épaisse série de Jurassique et de Crétacé inférieur sans bauxite. La zone bauxitique présente une structure plissée, orientée sensiblement E-W entre Audinac et Cadarcet, WNW-ESE du Roc de Caralp à Pereille. De nombreuses fouilles de reconnaissance et des exploitations souvent très anciennes permettent d'observer le minerai en plusieurs points dans de bonnes conditions (fig. 2).

Découvertes dès la première moitié du 19^{ème} siècle, les bauxites ariégeoises n'ont pourtant suscité qu'un nombre restreint d'études. Parmi les plus récentes, signalons en particulier celles de J. DE LAPPARENT (1930), E. ROCH et J. THIÉBAUT (1959), S. CAILLÈRE et TH. POBEGUIN (1965), G. DE WEISSE (1964), I. VALETON (1965, 1966). Depuis 1962 nous avons entrepris l'étude des bauxites de cette région du point de vue de la genèse. L'essentiel de nos résultats a été publié dans plusieurs notes préliminaires (1963, 1965, 1966, 1967, 1968), l'ensemble étant développé dans un travail plus important (1969). Dans la présente note, nous nous proposons de résumer les principaux points acquis sur les conditions de formation des bauxites de cette région.

LE CADRE STRATIGRAPHIQUE

On a longtemps considéré que les bauxites ariégeoises étaient situées entre un mur du Dogger et un toit urgo-aptien. Les progrès effectués depuis une

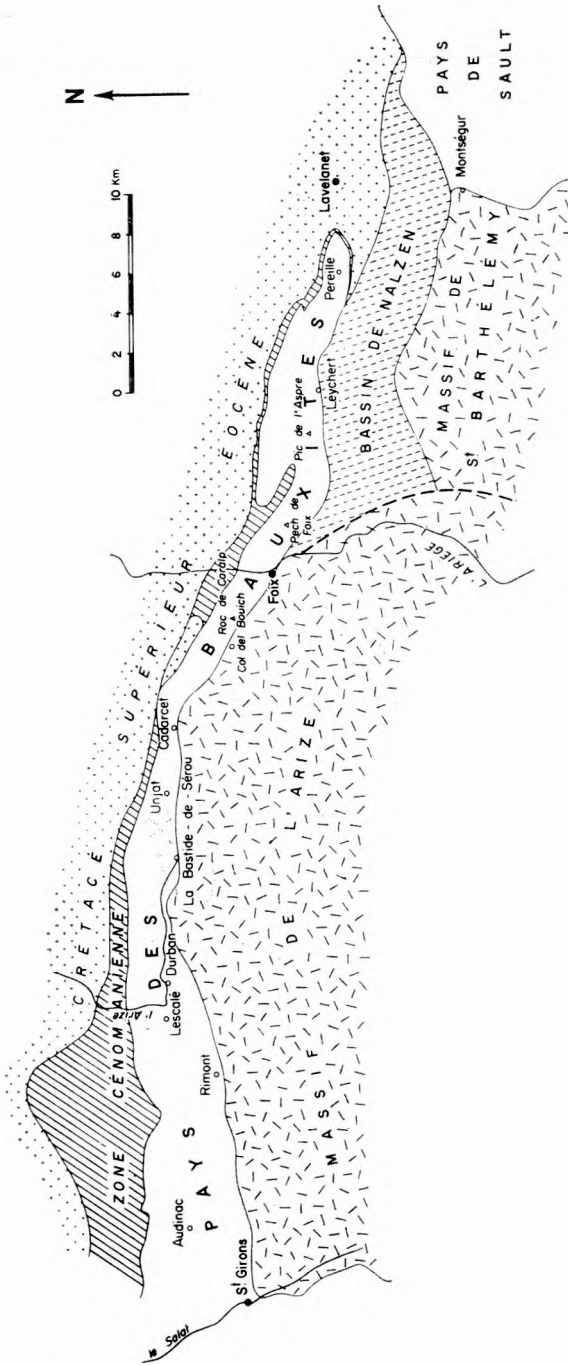


Fig. 2. Principaux affleurements bauxitiques de l'Ariège

dizaine d'années dans la connaissance des séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, permettent de constater que la position stratigraphique de la bauxite est en réalité plus complexe.

1. Le substratum calcaréo-dolomitique de la bauxite

Ce substratum est d'âge variable. Dans le secteur des gorges de l'Arize, la série bauxitique (sur laquelle nous reviendrons) repose, dans la partie méridionale, sur des termes calcaréo-dolomitiques du Jurassique supérieur et du Néocomien (pro-parte) épais de 200 à 250 m. Vers le Nord, la puissance diminue en quelques kilomètres et, à Canals, ne subsiste plus qu'une centaine de mètres de calcaires du Kimméridgien inférieur. Le Néocomien est également présent, au moins en partie, dans la région d'Unjat, mais n'existe plus vers l'Ouest où, entre le Roc de Caralp et Pereille, le substratum de la bauxite ne dépasse guère le Jurassique supérieur dans lequel, dans certains cas, le Kimméridgien inférieur semble seul représenté.

Dans les régions voisines, au S et à l'W du Pays des bauxites, se développe par contre une épaisse série du Malm et du Néocomien. A l'Ouest, dans le Pays de Sault, il en est peut-être de même mais l'absence de données stratigraphiques récentes ne permet pas de le préciser.

On peut dire que lorsqu'on progresse vers l'Est et vers le Nord, en direction du Pays des bauxites, *les épaisseurs diminuent et on voit disparaître les termes du Néocomien d'abord, d'une grande partie du Jurassique supérieur ensuite. Au Jurassique supérieur ou au Néocomien, un vaste territoire septentrional a été émergé, sur lequel apparaissent les bauxites.*

2. Relations de la bauxite avec les terrains post-néocomiens

L'étude de certains gisements comme ceux de Clot de Régi, le Touron, Baychet, nous a montré que la bauxite n'est pas comprise simplement entre un mur jurassico-néocomien et un toit urgo-aptien. *Elle est en fait au sein des séries barrémo-aptiennes et même albiennes qui reposent sur le substratum jurassique ou néocomien précédemment émergé.* Une telle disposition apparaît très nettement dans les gorges de l'Arize, où plusieurs niveaux bauxitiques sont intercalés dans la série urgonienne depuis le Barrémo-aptien inférieur jusqu'à l'Albien inférieur.

Les bauxites ariégeoises apparaissent donc en même temps que le Barrémo-albien transgressif sur les territoires émergés au Nord. La transgression se manifeste dès le Barrémo-aptien inférieur dans les secteurs méridionaux du Pays des bauxites, un peu plus tardivement dans les parties septentrionales (fig. 3)*.

* La fig. 3 a pour but de synthétiser d'une façon schématique la position stratigraphique et paléogéographique des bauxites des gorges de l'Arize. La présence de Crétacé supérieur au N de Canals, de terrains liasiques, triasiques, paléozoïques et cristallins au S de La Bouychette, ne permet pas d'effectuer d'observations concernant les bauxites. Toutefois, il est tout à fait vraisemblable que le secteur étudié ne correspond qu'à une partie de la bordure littorale qui devait s'étendre de part et d'autre, avec probablement aussi des niveaux bauxitiques associés aux termes barrémo-albiens.

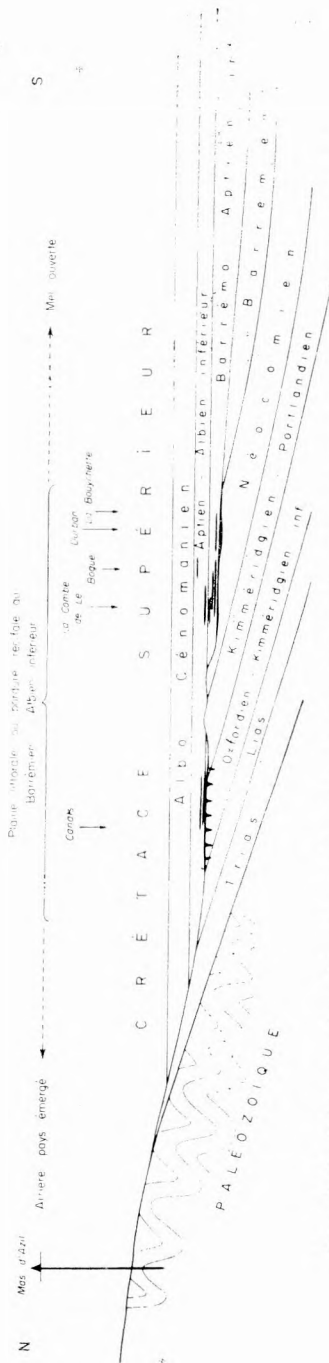


Fig. 3. Position stratigraphique et paléogéographique schématique de la bauxite dans les gorges de l'Arize

Par conséquent, *la bauxite est totalement indépendante du substratum émergé*. L'émergence est évidemment nécessaire, mais avant tout en fournissant en quelque sorte un support qui a joué un rôle indirect et passif. Lorsque la bauxite est comprise entre un mur jurassico-néocomien et un toit albo-aptien (cas le plus fréquent), il n'y a aucun rapport direct entre l'importance plus ou moins grande de la lacune mur/toit et l'apparition de la bauxite. *Cette dernière est en effet nettement liée à l'établissement de conditions paléogéographiques et sédimentologiques nouvelles après l'émergence jurassico-néocomienne*. Ces conditions nouvelles apparaissent pendant une période transgressive qui a débuté peut-être dès le Barrémien, sûrement à l'Aptien inférieur, et qui se maintiendra et même se développera au cours de l'Aptien et de l'Albien. Etant liées à cette transgression, les bauxites de l'Ariège auront un âge variable selon les points mais compris dans les limites de cette dernière : du Barrémien à l'Albien inférieur, époque à laquelle (dans les régions étudiées) la mer semble nettement installée.

LES FACIÈS BAUXITIQUES

1. Mode de gisement

Les bauxites de l'Ariège forment des couches lenticulaires d'extension variable mais que l'on peut suivre parfois sur plusieurs kilomètres. Le mur du minerai est, dans l'ensemble, une surface horizontale faiblement ondulée en une succession de cuvettes occupées par la bauxite. L'Urgonien repose horizontalement sur l'ensemble de telle manière que les ondulations du mur viennent en certains points directement au contact du toit. Ce sont les « serrées » stériles, de faible importance à l'échelle régionale, ce qui permet de considérer certains niveaux de bauxite comme relativement constants, avec des épaisseurs maximum de 5 à 10 m. A l'échelle du gisement lui-même, on constate que le mur est faiblement karstifié. Il s'agit le plus souvent de corrosions provoquant des irrégularités décimétriques ou des petites cavités de 1 à 2 m de profondeur maximum.

2. Les profils bauxitiques, minéralogie et géochimie

L'étude de nombreux profils bauxitiques nous a montré que la bauxite proprement dite se trouve dans tous les cas à la partie supérieure. Vers le bas existent des argilites feuilletées ferrugineuses brun-rouge sombre, essentiellement faites de kaolinite, hématite, goethite, avec de faibles proportions d'illite et/ou chlorite. Les faciès sur le terrain montrent, de bas en haut, *un passage progressif des argilites aux bauxites* par perte de la structure schisteuse et apparition de pisolithes dans une roche devenue beaucoup plus compacte.

Les données géochimiques confirment les variations verticales de faciès. Des argilites aux bauxites, Al_2O_3 et SiO_2 évoluent simultanément mais dans des sens opposés : diminution en SiO_2 , augmentation en Al_2O_3 . Les teneurs en Fe_2O_3 croissent de bas en haut, mais le maximum peut ne pas coïncider avec celui de Al_2O_3 et se situer à la base de la bauxite, là où l'apparition de pisolithes provoque une rapide variation en Al_2O_3 et SiO_2 . TiO_2 a, dans l'ensemble, le

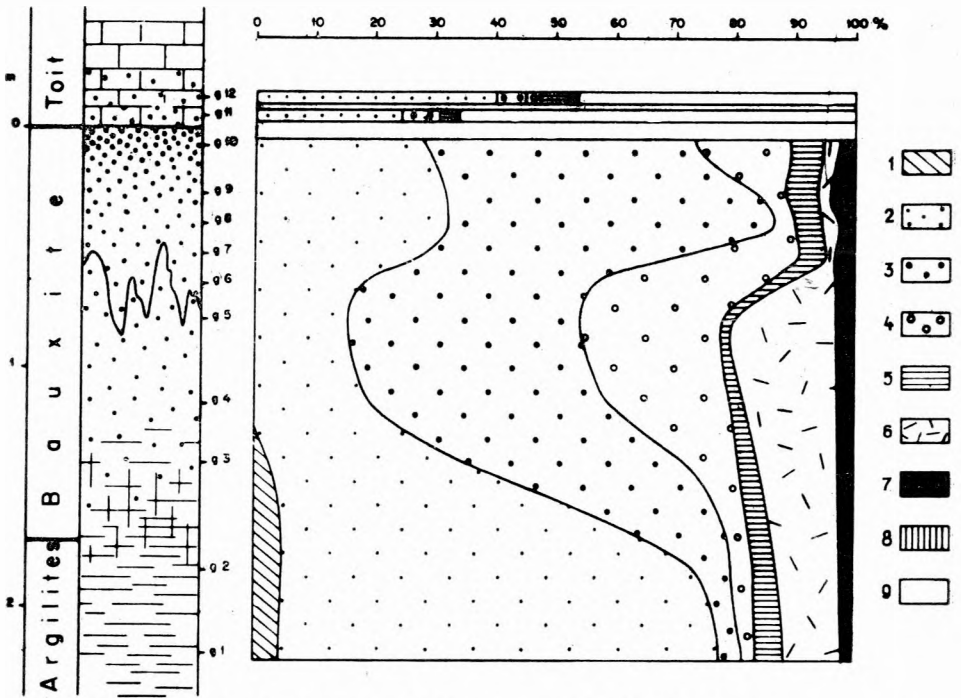


Fig. 4. Gisement d'Unjat n° 2, profil minéralogique

Légende: g^1 et g^2 = argilites, g^3 à g^{10} = bauxite, g^{11} et g^{12} = base de l'Urgonien remaniant des éléments bauxitiques; la ligne irrégulière entre g^5 et g^6 indique la limite inférieure de la déferriçation épigénétique
Minéraux: 1. Chlorite, 2. Kaolinite, 3. Boehmite, 4. Diaspore, 5. Goethite, 6. Hématite, 7. Rutile+Anatase, 8. Quartz, 9. Calcite

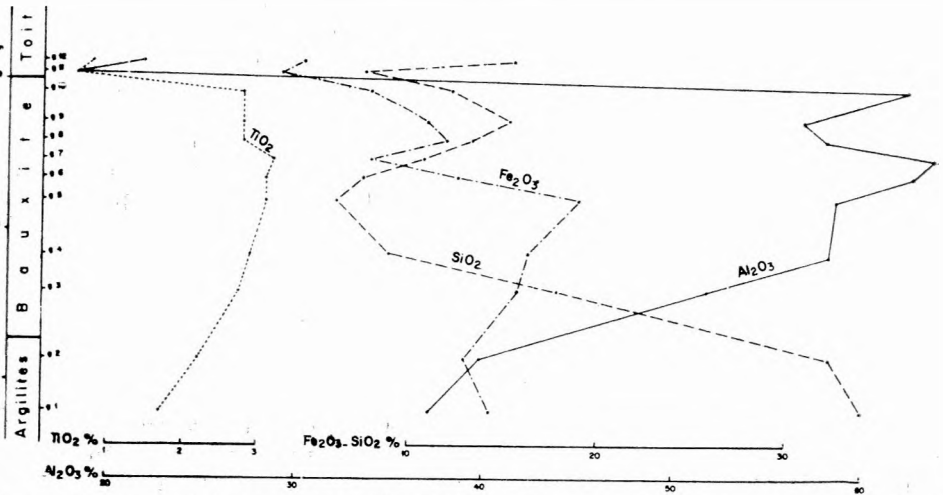


Fig. 5. Gisement d'Unjat n° 2, profil géochimique concernant les composants majeurs

même comportement que Al_2O_3 . Cette transformation d'argilites en bauxites se suit également fort bien dans les constituants minéraux majeurs. Les hydroxydes d'aluminium (diaspore, boehmite) apparaissent ou augmentent peu à peu en même temps que diminuent la kaolinite, l'illite et, dans certains cas, la chlorite. L'hématite et la goethite deviennent plus abondantes dans la bauxite.

Les profils minéralogiques et géochimiques du gisement simple d'Unjat (fig. 4 et fig. 5) illustrent cette évolution, résumée schématiquement, qui est générale dans l'Ariège. Elle nous indique que *la bauxite provient de la transformation sur place, per descensum, des argilites, et qu'il s'agit de la ferrallitisation d'un matériau essentiellement kaolinique*. Cette altération des argilites implique celle de la kaolinite qui, en laboratoire, donne de la boehmite (G. PEDRO et J. BERRIER, 1966), minéral très répandu dans l'Ariège avec le diaspore. Dans le cas de profils peu épais, la bauxitisation des argilites peut être presque complète et l'ensemble devient purement bauxitique.

3. Transformations secondaires

A cette altération ferrallitique qui entraîne l'établissement d'un profil bauxitique simple, se surimpose une évolution secondaire épigénétique dont les manifestations sont nettes. En effet, avant la sédimentation du toit urgonien, des lacs et des marécages s'installent au-dessus de la bauxite, avec dépôt d'argiles ligniteuses et de lignites. La partie supérieure de la bauxite peut alors être resiliçifiée (augmentation en kaolinite) et réduite (apparition de pyrite et sidérose). Par la suite, l'oxydation de la pyrite fournira des eaux sulfuriques véhiculant le fer sous forme de sulfate, ce qui provoquera la déferrification du sommet des profils et la concentration du fer en certains points, notamment contre le mur avec formation d'encroûtements goethitiques et hématitiques. Lorsque les dépôts de lignite sont puissants (par exemple à la mine de Pereille, 3 à 4 m), les transformations épigénétiques deviennent importantes et peuvent affecter une grande partie du gisement. Dans la majorité des cas toutefois, ces évolutions secondaires n'intéressent que le sommet de la bauxite comme dans le gisement d'Unjat (fig. 4 et fig. 5), où les argiles ligniteuses et les lignites, irrégulièrement répartis, ne dépassent guère quelques dizaines de centimètres.

Notons enfin que dans l'Ariège certains gisements peuvent être en partie remaniés, surtout à leur partie supérieure (Canals). Il peut exister également des poches karstiques assez rares (Baychet, Pradières) qui proviennent du développement d'un karst au mur de la bauxite, postérieurement à son élaboration.

LES CONDITIONS GÉNÉTIQUES

1. Le cadre paléogéographique, nature de la roche-mère

L'étude stratigraphique, et particulièrement celle des gorges de l'Arize, a mis en évidence qu'il pouvait y avoir plusieurs bauxites sur une même coupe. Dans ces conditions, on constate alors que ces bauxites sont intimement associées à la série urgonienne, barrémo-albienne, transgressive vers le Nord sur un

substratum calcaréo-dolomitique émergé au Jurassique supérieur ou au Néocène (fig. 3).

La reconstitution du cadre paléogéographique nous a amené à concevoir que les bauxites apparaissent au front de la mer transgressive, sur une plaine littorale laguno-marécageuse ou sur une bordure récifale. Dans ce milieu particulier, vinrent se déposer des argiles riches en kaolinite, avec illite et chlorite. Ces dernières furent altérées en argilites ferrugineuses puis en bauxite au cours de périodes régressives qui provoquèrent l'émergence des zones littorales basses laguno-marécageuses. De telles argiles existent à la base de certains profils comme à Durban, ou bien occupent la place de la bauxite à Audinac où elles sont effectivement transformées en argilites ferrugineuses, analogues à celles qui constituent la partie inférieure des gisements de bauxite de l'Ariège.

Les corrélations stratigraphiques dans la région de Lescalé nous ont en outre permis de considérer comme synchroniques les bauxites intra-urgoniennes et des intercalations marneuses au sein de la masse urgonienne. Le calcul montre qu'après décarbonatation et désilicification partielle, de telles marnes pourraient aboutir aux argilites ferrugineuses et aux bauxites. Cette transformation est réalisée dans le gisement de Canals à partir de sédiments marneux (avec des débris de *Lamellibranches*, *Gastéropodes*, rares *Orbitolines*, fragments ligniteux) comparables à ceux des environs de Lescalé.

Nous pouvons par conséquent déduire de toutes ces observations que la *roche-mère des argilites ferrugineuses et de la bauxite dans l'Ariège, peut être une argile sédimentaire ou un sédiment marneux déposés dans une région littorale laguno-marécageuse ou sur une bordure récifale*. Ces épandages argileux proviennent de l'érosion de produits d'altération divers (y compris même des faciès latéritiques) sur le continent septentrional voisin. Ces apports devaient se faire sous forme de fleuves boueux à cours lent alimentés par une érosion peu vigoureuse car les éléments rencontrés sont toujours de petite taille. *La bauxitisation est intervenue à plusieurs reprises lorsque des périodes régressives ont permis l'émergence des régions bordières et l'altération des sédiments argileux ou marneux qui venaient de s'y déposer*. Ces périodes ne représentent d'ailleurs qu'un répit pour la transgression apparue dès le Barrémien et qui s'accroît chaque fois davantage jusqu'à l'Albien où la mer s'étend largement.

2. Le cadre sédimentaire, développement de la séquence bauxitique

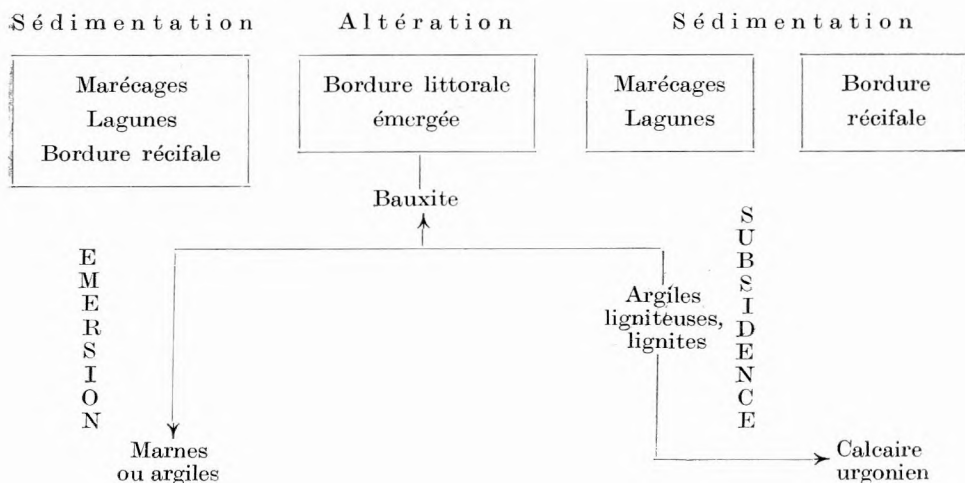
Si nous essayons de considérer de plus près le cadre sédimentaire des bauxites, on peut remarquer que dans bien des gisements des gorges de l'Arize, et aussi dans un grand nombre de gisements ariégeois, la succession lithologique normale est :

bauxite* — argiles ± ligniteuses ou lignites — calcaire urgonien.

Cette séquence lithologique est transgressive : après émergence et formation de bauxite, il y a enfoncement léger, les zones littorales deviennent marécageuses ou lagunaires (argiles ligniteuses et lignites) puis sont envahies nettement par la mer et se transforment en bordure récifale (calcaire urgonien).

* Y compris les argilites sous-jacentes à la bauxite.

La bauxite pouvant être considérée comme un produit d'altération, au cours de périodes régressives, de sédiments marneux ou argileux déposés en milieu littoral ou laguno-marécageux, la séquence bauxitique complète sera :



La fig. 6 est un schéma très simplifié qui essaye d'interpréter le développement de cette séquence au début de l'avancée de la mer barrémo-bédoulienne sur les territoires émergés au Nord. Elle montre que les épisodes régressifs générateurs de bauxite se situent dans une période dans l'ensemble transgressive :

1. Enfoncement de la bordure littorale, élévation probable de l'arrière pays : transgression marine, apparition d'une plaine littorale marécageuse, rhexistase atténuée amenant le dépôt de sédiments argileux kaoliniques.

2. Exhaussement de la plaine littorale, arrêt des apports continentaux, régression, assèchement des marécages, bauxitisation des dépôts argileux précédents.

3. Abaissement de la plaine littorale d'abord envahie par des marécages (transgression), début de l'altération épigénétique de la bauxite. Les terres émergées ne semblent pas se surélever notablement, faibles apports argileux. Dépôt d'argiles plus ou moins ligniteuses.

4. L'enfoncement continu, la transgression s'accroît, installation de lagunes et d'une bordure récifale. Les territoires émergés ne varient pas beaucoup : apport de la seule phase migratrice (Ca, Mg, Si, p.p.). Dépôt de calcaires récifaux urgoniens.

5. L'arrière pays se soulève légèrement, l'enfoncement de la plaine littorale et la tendance transgressive de la mer se maintiennent. Rhexistase atténuée. Dépôt de sédiments marneux ou argileux. On se trouve sensiblement ramené au 1.

6. A nouveau exhaussement de la plaine littorale, régression. Bauxitisation des sédiments argilo-marneux qui viennent de se déposer.

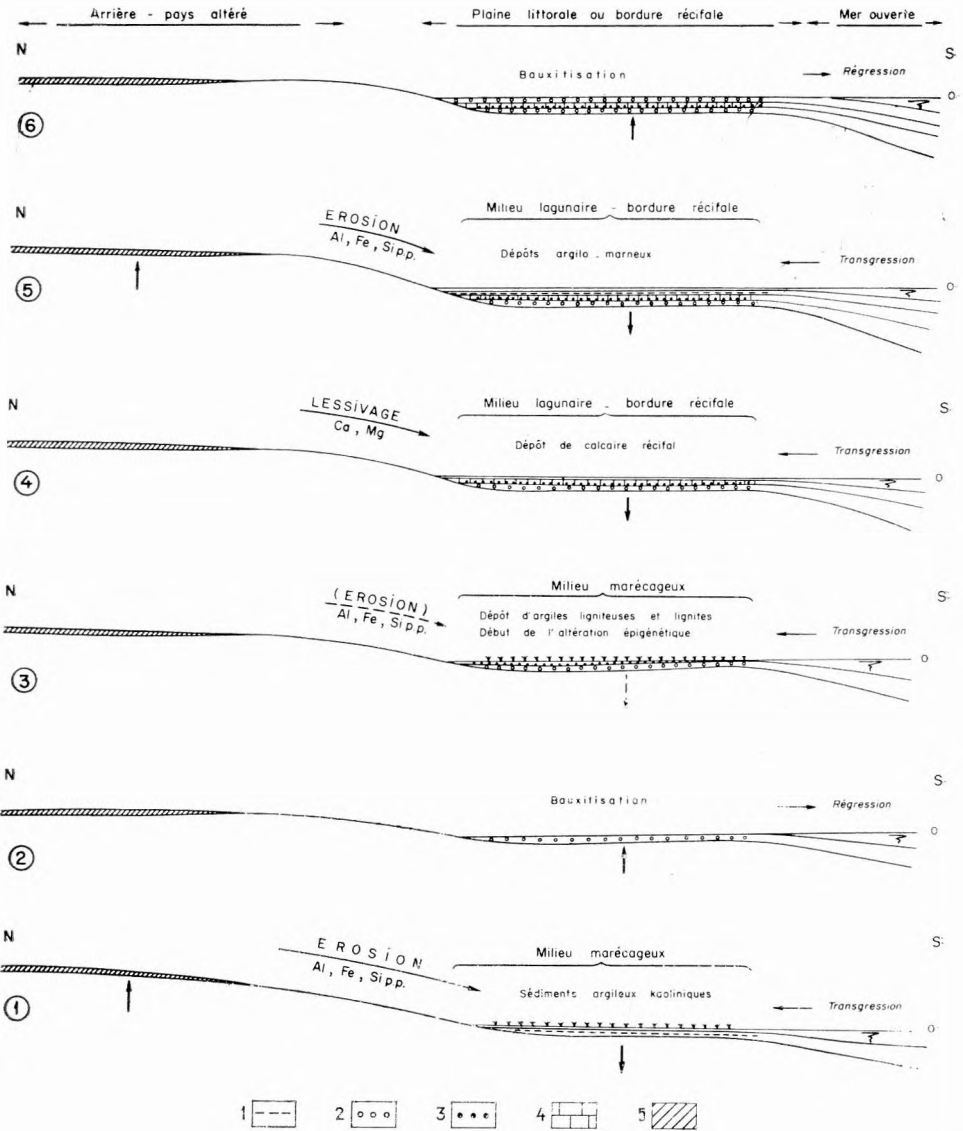


Fig. 6. Essai de reconstitution schématique du développement de la séquence bauxitique d'après les renseignements fournis par l'étude des gisements des gorges de l'Arize (Les flèches verticales indiquent la tendance altimétrique de la surface d'érosion et de sédimentation.)

Dans le cas de la plupart des gisements de l'Ariège, cette séquence plus ou moins complète (le plus souvent les sédiments argilo-marneux originels ont été complètement bauxitisés) se développe une seule fois (dans la fig. 6 de 1 à 4) avec une grande extension des calcaires urgoniens. Mais elle peut se répéter à Lescalé (la Combe de Lé), Lurban, Canals, etc . . . Les bauxites de la Combe de Lé nous montrent également que la séquence bauxitique peut être tronquée, avec même comme cas limite, le contact de deux bauxites que nous interprétons par la superposition de deux séquences élémentaires, (marnes ou argile) → bauxite/(marnes ou argiles) → bauxite, avec bauxitisation complète des produits marneux ou argileux. On observera également le dépôt de calcaire urgonien sur la bauxite sans argiles ligniteuses qui pourront d'ailleurs exister à peu de distance latéralement.

3. Les bauxites du point de vue bio-rhexistatique

Dans la reconstitution schématique de la fig. 6, les variations du niveau relatif de la plaine littorale et du continent conditionnent l'érosion, la sédimentation, et l'altération bauxitique. Dans ce cadre, le dépôt de marnes ou d'argiles en bordure de mer ne nécessite pas la destruction complète des sols sur les terres émergées. Une érosion ménagée suffit à alimenter les fleuves boueux à cours lent qui iront s'épandre dans les dépressions, les marécages et les lagunes littorales. On ne peut donc parler de véritable rhexistatie, mais plutôt d'une rhexistatie atténuée.

Si on se réfère à la série urgonienne à bauxites de l'Ariège, on constate que les épisodes faiblement rhexistatiques jouent un rôle assez discret au début et au sein d'un ensemble organogène biostatique. Ce rôle s'est limité à fournir, à différents moments, la matière argileuse qui sera ensuite bauxitisée sur place. Dans cette lutte entre les influences terrigènes et organogènes, c'est la sédimentation organogène qui l'emporte (faciès urgonien) après avoir hésité à s'installer au début de la transgression urgonienne, époque à laquelle les bauxites existent partout dans l'Ariège.

Lorsqu'on essaye de situer cet Urganien (Barrémo-albien inférieur) biostatique à manifestations faiblement rhexistatiques, par rapport aux époques antérieures anté-barrémiennes et postérieures céno-mano-albiennes, on s'aperçoit qu'il constitue une période de transition entre le Jurassique supérieur biostatique (calcaires, dolomies) et l'Albo-cénomaniens rhexistatique (marnes, sédiments détritiques, flysch). Il est donc normal que dans cette période transitoire deux tendances opposées se trouvent en présence, en réalisant un ensemble biostatique à influence faiblement rhexistatique. Cela nous semble assez bien correspondre à la notion de biostasie évolutive proposée par H. ERHART (1966) pour lequel « l'évolution d'une biostasie vers une rhexistatie prononcée correspond généralement à un phénomène qui se prépare de longue date . . . ». Il est remarquable de constater que ces conditions semblent particulièrement favorables à la formation des bauxites de type ariégeois qui n'existent pas dans les séries biostatiques antérieures et rhexistatiques postérieures.

Signalons enfin que les variations de niveau qui jouent un grand rôle dans la formation de la bauxite, peuvent être attribuées, au moins en partie,

à des oscillations épirogéniques de faible amplitude normales au Barrémo-albien. Ces pulsations épirogéniques annoncent en effet les déformations beaucoup plus importantes de la phase anté-cénomaniennne, période nettement rhexistasiqne durant laquelle les subsidences et les soulèvements étaient beaucoup trop prononcés pour que des bauxites de type ariégeois puissent se constituer.

CONCLUSION

L'étude des bauxites de l'Ariège nous a permis de démontrer que l'origine du minerai est étroitement liée à l'histoire paléogéographique et paléo-sédimentologique de cette région durant le Barrémo-albien inférieur. Les observations faites sur certains gisements et les corrélations stratigraphiques dans la région de Lescalé, nous ont amené à considérer des marnes ou des argiles kaoliniques (avec illite et chlorite) comme roche-mère de la bauxite. Ces sédiments argileux, amenés par les cours d'eau depuis les territoires émergés au Nord, se sont déposés sur les marges du continent, dans des zones déprimées, marécageuses, lagunaires, ou sur la bordure récifale. Ils furent bauxitisés pendant des périodes régressives qui entraînèrent l'émersion de la bordure récifale, l'assèchement et la surélévation des régions littorales. Les oscillations du niveau de base marin furent nombreuses au cours du Barrémo-albien inférieur, favorisant tantôt la sédimentation dans les périodes transgressives, tantôt l'altération dans les périodes régressives, de telle sorte que, dans la coupe de Lescalé, on peut distinguer plusieurs niveaux bauxitiques au sein de la série urgonienne.

Ces conditions particulières sont très favorables pour la conservation de la bauxite, puisqu'elle est recouverte par un toit protecteur aussitôt après sa formation. Les gîtes de l'Ariège sont pour cette raison d'un grand intérêt lorsqu'on essaye de remonter à l'origine des bauxites primitives que l'on peut étudier en quelque sorte dans leur état originel. Dans d'autres régions comme le Languedoc, ces premières bauxites, restées longtemps à l'érosion avant le dépôt du toit, ont été détruites par les remaniements et les karstifications, pour donner naissance à des gisements secondaires très différents des gisements primitifs dont ils sont issus. Dans ce cas, il devient alors difficile de reconstituer les conditions originelles de formation de la bauxite.

BIBLIOGRAPHIE

- CAILLÈRE, S., POBEGUIN, TH. 1965: Considérations générales sur la composition et la genèse des bauxites du Midi de la France. — *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, sér. C, t. 12, n° 4, 228, p., 28 fig., 6 pl. h.t.
- COMBES, P. J. 1963: Observations sur le gisement de bauxite d'Unjat (Ariège). — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, p. 17-18.
- COMBES, P. J. 1965: Dissolution karstique sous une couche bauxitique. Remarques sur l'origine des gisements en poches. — *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 123-124.
- COMBES, P. J. 1966: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: le passage des argilites aux bauxites, premiers résultats concernant l'origine des argilites. — *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, n° 23, p. 1797-1800.

- COMBES, P. J. 1967: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: observations sur l'origine des argilites; le passage de marnes à argilite. — C.R. Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 29-32.
- COMBES, P. J. 1967: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paléogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). — C.R. Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 703-706.
- COMBES, P. J. 1969: Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). — Thèse, Univ. Montpellier, vol. 1., p. 375.
- COMBES, P. J., REY, J. 1963: Découverte de bauxites intra-urgoniennes dans la région de Durban-sur Arize (Ariège). — C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 9, p. 318-320.
- COMBES, P. J., MONGIN, D. 1968: Sur la présence de Mollusques dans des niveaux argileux intra-bauxitiques près de Lescalé (Ariège). — C.R. Acad. Sc. Paris, t. 266, p. 1553-1555.
- COMBES, P. J., BUSNARDO, R., GLAÇON, G. et REY, J. 1968: Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le faciès urgonien des gorges de l'Arize (Ariège). — C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 7, p. 221-222.
- ERHART, H. 1966: Bio-rhexistases, biostases évolutives, hétérostase. Importance de ces notions en géologie minière exogène. — C.R. Acad. Sc. Paris, t. 263, p. 1048-1051.
- LAPPARENT, J. DE 1930: Les bauxites de la France méridionale. — Mém. Carte géol. Fr., 1 vol., 186 p., 54 fig., 9 pl.
- PEDRO, G., BERRIER, J. 1966: Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. — C.R. Acad. Sc. Paris, Ser. D.t. 262, n° 7, p. 729-732.
- ROCH, E., THIEBAUT, J. 1959: Sur quelques bauxites ariégeoises. — C.R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 7, p. 181-182.
- VALETON, I. 1965: Faziesprobleme in Südfranzösischen Bauxitlagerstätten. — Beitr. Mineral. Petrogr., Dtsch., t. 11, n° 3, p. 217-246, 26 fig.
- VALETON, I. 1966: Sur la genèse des gisements de bauxite du Sud-Est de la France. — Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VIII, n° 5, p. 685-701.
- WEISSE, G. DE 1964: Bauxite latéritique et bauxite karstique. — Act. Symp. bauxites, oxydes, hydrox. d'aluminium. — Zagreb, t. 1, p. 7-29.

PIERRE-JEAN COMBES

Université de Montpellier
Laboratoire de Géologie
Montpellier
(France)

GENETIC PROBLEMS OF INDIAN LATERITE AND BAUXITE

by

M. K. ROY CHOWDHURY, V. VENKATESH and P. K. BANERJEE
(India)**INTRODUCTION**

Although considerable work has been done in India on bauxite and its parent rock, laterite, genetic problems confronting the workers in this field are many. The existing hypothesis that these are residual products of tropical weathering hardly explained the peculiarities that are observed in their distribution and mode of occurrence. The distribution of bauxite in the sub-continent of India is generally related to the laterite deposit resting over a considerable area on the basaltic flows of Deccan trap and in subordinate proportion on the formations of different ages and of varying lithological character. Based on the geographical distribution and topographical features of laterite the bauxite deposits have been classified into two broad groups (i) *the high level deposits* and (ii) *the low level occurrences*. The low level deposits were attributed as detrital deposits formed by the reconsolidation of the material removed from the high level occurrences. The recent observation that some of the low level coastal deposits in Gujarat, Maharashtra, Mysore, Goa and Kerala are products of *in situ* sub-aerial weathering of the subjacent rocks, have established that the earlier concept of their detrital origin is no longer tenable.

The genetic problems of bauxite geology are two fold *viz.*, (1) formation of laterite and (2) origin of bauxite from laterite. In respect of the former, the important unsolved problems are (1) parent rock or rocks of laterite; (2) non-formation of laterite as blankets and summit beds in identical geological set ups; (3) geology of the floor of the Deccan trap basaltic flows and its bearing on the formation of laterite. The main problems of the origin of bauxite are (1) selective bauxitisation of laterite; (2) development of laterite profile with segregation of bauxite; (3) mode of waste disposal as a result of leaching.

DISTRIBUTION OF LATERITE AND BAUXITE IN INDIA

Almost all bauxite deposits are associated with laterite which occurs extensively as blankets on the high plateaus or cappings on the hill ranges of the peninsular India or low level occurrences in inland areas or coastal parts of the country. Of the large areas occupied by low level inland laterite, deposits

of bauxite have been recorded in the Katni area, Madhya Pradesh, Saurashtra and Kutch areas of Gujarat and Thana and Kolaba districts of Maharashtra and Goa. No significant deposits of bauxite are known to occur in the laterite which spreads over extensive areas along the eastern coast of the country.

The high level laterite, to which all major deposits of bauxite are associated, occurs mainly in four regions of dissected table lands, *viz.*, (1) The plateau regions bordering the States of Bihar and Madhya Pradesh, (2) Maikala range of hills in Madhya Pradesh, (3) Western Ghats, and (4) Eastern Ghats.

The smaller and isolated areas, where plateau-laterite and bauxite occur are: (1) Kharagpur Hills, Bihar; (2) Vindhyan Plateaus of U.P. (3) Seoni, Kaimur and Malwa plateaus and Bailadila Range, Madhya Pradesh; (4) Kharriar highlands and Gandamardhan plateau, Orissa; (5) Shevaroy Hills, Palni Hills and Nilgiris, Madras; (6) Kumbla, Kerala.

In extra-Peninsula, high grade diasporic bauxite deposits occur in the Jammu Province of the Jammu and Kashmir State.

The central dissected tablelands which form the major source of bauxite extend over Ranchi and Palamau districts of Bihar and Surguja, Raigarh, Bilaspur, Drug, Mandla, Balaghat, Shahdol, Seoni districts of M.P. Except for the occurrences at Katni in Jabalpur district, all the other deposits of this vast area are associated with high level laterite occurring atop plateaus reaching a height of a thousand metres or so. The known bauxite potential in M.P. and Bihar is approximately one third of the country's resources.

In the south-western part of India, the dissected tableland and the plateau of Maharashtra extending into parts of Mysore also provide some mineable reserves of bauxite. The major deposits are in Kolhapur and Satara districts. The low lying ranges parallel to the coast in the Kolaba, Ratnagiri and Thana districts rising to 250–300 m. above MSL also show bauxitic segregation in the laterite cappings. The deposits in Mysore are located on the hill ranges in Belgaum (RAMASWAMY 1963), Chitradrug and Kadur districts and coastal area of S. Kanara (RADHAKRISHNA 1965).

In Kerala occurrences of bauxite were located during 1965 in the laterite cappings in the Kumbla area of Cannanore district. These occur over small plateaus and hullocks rising to a height of 50 m to 220 m. Other isolated and small segregations of alumina rich material are also known in the laterite cappings of Trivandrum, Quilon and Alleppy districts.

The bauxite deposits of Gujarat occur in three separate areas: — (i) The coastal tracts of Jamnagar and Rhavnagar districts, (ii) The south and south-western tracts of Kutch district, and (iii) Ahmedabad region comprising Sabarkantha, Kaira, Broach and Surat districts.

The bauxite class of Birbhum District, West Bengal, occurring on Rajmahal traps, do not form any significant concentration of economic importance (KARUNAKARAN, RAO and SINHA ROY, 1965).

The bauxite occurrences in Orissa form lenses and pockets in the laterite, covering the high plateau region of the Eastern Ghat in the Kalahandi and Koraput districts. Most of the occurrences are seen capping the ridges rising to a height of 750 metres. Recent work has indicated the presence of bauxite in the thick ferruginous laterite of the Gandmardban plateau in the Bolangir district.

The high hill ranges of Palni, Nilgiri and Shevaroy in Madras State containing bauxite deposits associated with laterite cappings have received attention in recent years and some sizeable reserves have been proved.

Deposits of bauxite have recently been located on the Vindhyyan plateau extending into Banda district of U.P. The mode of occurrence of bauxite deposit in this area is more or less the same as the high level occurrences in other parts of the country being developed in a laterite profile in a well-drained dissected tableland. Investigation for bauxite in the laterite cappings across the border in Rewa district of M.P. as well as in a similar geological set up in Varanasi district, U.P. are in progress.

Recent reports reveal that reserves estimated at 80 million tons of bauxite have been located near the coast in Goa.

MODE OF OCCURRENCE OF BAUXITE AND PETROGRAPHY OF THE LATERITE PROFILE

The main constituents of the laterite profile occurring in both the high plateau region as well as the coastal tracts, are the ferruginous laterite, bauxite and lithomargic clays. However, the bauxite or the alumina rich zones may be missing in some profiles. The general thickness of the laterite profile in the high plateaus varies from 3 metres to 30 metres and the thickness of the different units within the profile is variable. The thickness of the bauxite which is the most important in the profile varies between 0.5 to 10 metres. Likewise the ferruginous laterite which is the most common and abundant rock type within the laterite profile, attains a thickness of 20 metres in some sections in M.P. and Maharashtra. Similarly, the lithomargic clay zone also develops a thickness up to 10 metres.

The characteristic geomorphological feature of the high-level laterite is its occurrence over a flat or very gently undulating surface, forming blankets of more or less uniform thickness except in cases where erosion has advanced to the point of removal of the cappings. There has been considerable speculation in the past about the thickness of primary laterite and very often it has been mentioned that it ranges up to 60 metres or so (PASCOE, 1964). Close observations and results of drilling undertaken in recent years have established that the thickness hardly exceeds 30 metres. In areas underlain by trap flows there are sometimes laterites seen at two or three different levels on the same plateau and this might give an erroneous impression of the laterite being more than 100 m in thickness (SAHASRABUDHE and KULKARNI, 1962). In the Phutka Pahar and Amarkantak plateaus also, this phenomenon is observed and attributed to breaking off and retreat of scarp (ROY CHOWDHURY, 1965). This phenomenon would also lead to mistaken impressions of two or more bauxite zones being present within the laterite, although more than a single major zone of bauxite has never been recorded on the laterite profiles of high plateaus.

In the high plateau regions of M.P., Bihar and Maharashtra where laterite cappings occur on Deccan lava flows, the laterite horizon consists of ferruginous laterite with a pisolitic, concretionary or cavernous structure. The bauxite

horizon is generally below the ferruginous or pisolitic laterite and grades down into either ferruginous laterite or lithomarge which rests on altered basalt. The contact between the overlying ferruginous laterite and upper boundary of the bauxite is generally sharp while the lower contact of the bauxite zone with laterite or lithomarge is generally gradational. The bauxite is dense, massive, compact, pisolitic or sometimes earthy and varies in colour from light cream, grey to pink or buff. An aluminous laterite zone sometimes borders the bauxite zone. The lithomarge zone is a soft, variegated clayey material stained with iron oxide and passing into altered subjacent parent rock.

The laterite profile studied in Kerala and the high hill ranges in Madras are however a little different and the distinct bauxite horizon occurring within the ferruginous laterite as found in the Central Indian highlands is not seen. The bauxite horizon is intimately intermixed with laterite and passes downwards to lithomargic clay.

The lateritic occurrence of the segregation of the bauxite horizon in the plateau regions of Orissa and Kharagpur Hills of Bihar are comparable to those of Bihar and M.P.

The bauxite deposits of Gujarat can be grouped under three types: (1) those associated with *in situ* weathering of the pyroclastic facies of Deccan traps, (2) transported and reworked facies of the residual deposits, and (3) bauxite associated with supratrappean limestone (SAHASRABUDHE, 1964). In Saurashtra the thickness of the profile rarely exceeds 7.5 metres and appears to have been subjected to erosion prior to the deposition of the overlying Gaj beds. The laterite in the Kutch region is a porous, pitted, clayey rock of red, yellow and brown colours. The thickness of the zone is between 3 and 4 metres and gradually passes into lithomargic clay which is 2 to 10 metres thick. The structure of the laterite reflects different kinds of pyroclastics like agglomerates, breccia, tuffs and ashes from which they were derived (SAHASRABUDHE, 1961). The third type of laterite in Gujarat occurs in the Ahmedabad region and is found capping the sedimentary sequence mostly limestone (SAHASRABUDHE and KULKARNI, 1962) resting over the Deccan Basalt.

There is no marked differences in the type of laterites that are encountered in the two different environments high level and low level. Some evidences indicate that a portion of the low level laterites are of transported origin. It was thought earlier that the low level coastal laterite were almost devoid of bauxite segregation. But since the discovery of the deposits in Saurashtra, Kutch, Goa and Mysore this concept has not much validity. Both in Gujarat and Kerala there are evidences of erosion of the *in situ* laterite and redeposition to form secondary laterite deposits. Evidence of some reworking and redeposition of the upper zones of laterite on a very minor scale and forming surficial conglomerates with pebbles of bauxite have also been recorded in some of the laterite blankets in M.P. and Bihar.

FORMATION OF LATERITE

Although the term "laterite" coined by F. BUCHANAN in 1807 is mainly the morphological treatment of any of its aspects it is not considered complete without commencing from his observation and, therefore, the author of this

paper would not like to make an exception. BUCHANAN used the term for a rock "full of cavities and pores" and containing a "very large quantity of iron in the form of red and yellow ochres" occurring as a mantle at Angadipuram (10°58': 78°13') in Malabar in southwest India. He also mentioned the lack of stratification in the rock. The peculiar property of hardening on exposure and which was made use of by the local people to cut the rock into building bricks, led BUCHANAN to choose the most appropriate term "laterite" after later — the Latin for brick.

VOYSEY (1933) and CARTER (1852) considered laterite to be of volcanic origin with subsequent weathering and the former described it as a "muddy eruption".

Detailed morphological descriptions of laterite were presented by NEWBOLD (1844, 1846) and these helped others greatly in recognizing the rocks in other parts of India. NEWBOLD (1844) dismissed the theory of volcanic origin and advocated eloquently a detrital origin guided by the absence of geodic material, presence of pebbles, petrified wood and lignitic bands, etc. The first mention of the occurrence of manganese associated with laterite is also due to him.

A comprehensive account on the types of laterite and the changes in the profile was first presented by BLANFORD (1859) in describing the laterites of Orissa. The three peculiarities of laterite, noted by him are (1) occurrence on raised terrace like plain, (2) variable thickness and (3) absence above a certain level. He also described two types of laterite:

(1) The first type consisting of round ferruginous nodules of hydrated iron peroxide in a matrix of dark reddish brown clay abounding in pebbles and boulders. He considered this type to be the result of a denudation and transportation, being detrital in nature. (This refers obviously to the lateritic conglomerate or pisolitic ferruginous laterite of the later workers.)

(2) The second type consists of mottled clay, irregular patches of ferruginous substance, quartz and decomposed gneiss.

After a study of the laterite in Malabar, LAKE (1890) attempted a classification of the rock, based on mode of occurrence, texture and origin. He distinguished 'pellety' and 'vesicular' types, the former derived from the latter which he defined as 'ferruginous banded clay' by leaching out of the clays. From the mode of occurrence he classified laterite into three groups *viz.*, (1) Plateau laterite: vesicular variety showing angular quartz and gneiss, mostly non-detrital in origin; (2) Terrace laterite, pellety variety formed by decomposition of gneiss and partly by lateritisation of river clays, mostly detrital; (3) Valley laterite, mixture of vesicular and pellety types occurring in broad valleys. Influenced by the distribution of the laterite on river terraces and in broad valleys, LAKE considered the laterite to be mainly of fluvatile origin, though he also recognized the formation of laterite by *in situ* alteration of gneiss.

With the recognition of the two types of laterite—one *in situ* or residual and the other detrital —, Indian geologists turned their attention to the problems of origin and MALLET (1881) proposed the first detailed theory of lacustrine origin for the *in situ* variety which he called 'high level' laterite, based on

comparison with the ferruginous beds associated with the basaltic rocks of north east Ulster.

The classification of laterites into *high* and *low level* (MEDLICOTT and BLANFORD 1879) was first intended to denote two contrasting positions or modes of occurrence. Later, OLDHAM (1893) gave also other contrasting characters and this distinction came to stay in Indian laterite terminology. While discussing laterite in the Manual of Geology of India, OLDHAM (1893) lays stress on its 'superficial' nature and observed that iron occurs either as hydrous or anhydrous peroxide. He described the grading of laterite into a partially decomposed or undecomposed rock below with an intervening clay (lithomarge) or a hardened ferruginous clay. He recognized that the lower-level laterites are generally heterogenous and thinner compared to the more homogenous high-level laterites.

By the close of the nineteenth century, observers had obtained adequate information based on the general profile, distinguished the detrital from the residual laterite and attempted a classification based on the mode and level of occurrence as well as the texture. Quickly discounting the volcanic origin of laterite and its association with lavas, theories of sedimentary origin (lacustrine, fluvial and even marine), residual alteration in situ and chemical precipitation aided by micro-organisms were propounded by protogenists which were to engage the attention of the succeeding geologists.

In a significant contribution to the origin of laterite, HOLLAND (1903a) accepted BAUER's main conclusion and recognised the removal of bases and silica in the formation of laterite which he described as a tropical disease to which the very rocks are not immune. After a careful examination of the conditions like climate, altitude, latitude, *etc.*, he evoked the action of "some lowly organisms" in releasing alumina and silica from the silicates. The silica is carried away by alkaline solutions. These organisms, according to him cannot survive very severe winters which explains the lack of laterite in temperate lands. He also believed that the formation of kaolin is due to deep-seated, high temperate conditions which few would accept at present. While MALLET (1881) thought that organisms might help in precipitating iron oxides, HOLLAND ascribed to them the role of dissociation of silicates. Commenting on the detrital origin proposed by MIDDLEMISS for the laterite covering on the Khondalite hills of Eastern Ghats, HOLLAND (1903b) drew attention to the growing conviction of many geologists that laterite is a product of tropical weathering.

Some of the conditions favouring the lateritisation process as described by MALCOLM MACLAREN (1906) have gained wide currency even among modern workers. His comprehensive theory for the genesis took note of the restricted distribution in terms of altitude and geography, general superficial character and porous, vesicular, pisolitic or concretionary structure of most laterites. He concludes that: " (1) formation of laterite requires heat, vegetation and alternate wet and dry seasons; (2) the distribution of laterite in India marks ancient or existing plains or basins; (3) laterite is derived from mineralised solutions brought to surface by capillarity and are essentially replacement of soil or rock decomposed in situ; (3) in India subsequent changes in laterite is towards greater hydration". Several of the suggestions put forward by MACLA-

REN have been supported by a majority of the modern workers dealing with the problems of genesis of laterite.

Confronted by the pebbly and conglomeratic aspect of the laterite and its occurrence over trap, chert or gneiss, in Seoni in Central India, BURTON (1917) revived the lacustrine origin of MALLETT (1881) and WETHERRELL (1906).

To explain the genesis of bauxite and high level residual laterite, FOX (1923) evokes a chemical milieu on the following lines. "The mineral silicates are decomposed; the more soluble constituents, both crystalloids and colloids, have been carried away in solution or suspension". (This is beyond the stage of kaolinisation and most of the alkalies and bases have been leached already.) "Negative and positive sols have been precipitating hydro-gels of silicic acid and alumina. Large quantities of ferric hydroxide have been forced to the surface from the upper portion of the mass, possibly as a result of capillary pressures (also MACLAREN's idea) and surface tension. The leached zone of bauxite has possibly acted as a semi-permeable membrane to the upward movement of the colloidal silica from below, or the return of colloidal ferric hydroxide from above. These processes, if continued for long periods of time, would result in the steady enlargement of the three horizons, the *cuirasse de fer* at the top, the bauxite immediately below and the lithomargic material of the springs at the base of the laterite".

The source of major disagreements as to the origin of those rocks is to be found in the presence of evidence of residual or *in situ* alteration and weathering as well as undoubted detrital or sedimentary features, not infrequently in the same laterite blanket or area. Numerous descriptions are available of the top-most layer of pisolitic ferruginous laterite and the pebbles and boulders of quartz, quartzite, bauxite or other extraneous rocks within it. The sharp lower contact of this material, its discontinuous or patchy distribution due to erosion, undoubted detrital character and formation post-dating the main laterite mass, have been long known (NEWBOLD 1844, FERMOR 1909) and are supported by more recent work. It is also likely that the variegated nature and colour bandings of the lithomarge are due to Liesegang phenomena that might have been mistaken for bedding. The general belief is that the detrital character of some of the intervening layers within the laterite are most probably attributable to intertrappean sedimentary bands subjecte to lateritisation as suggested very early by FOOTE (1876). Thus, there is hardly any one at the present time who would advocate a detrital or aqueous origin for the high-level laterites in Central India or for that matter in other parts of the country (Eastern or Western Ghats, *etc.*) the last champion being BURTON (1917).

There is some evidence to suspect that the accumulation of the lateritic debris induces or fosters a superimposed lateritisation process in the underlying bed rock which subsequently develops a profile with the lithomarge zone. This results in a secondary laterite layer underlain by younger primary laterite which is perhaps more common than is suspected in several low-level and particularly coastal laterite (PASCOE, 1964). The converse appears to be the case in Raniganj Coalfield (GEE, 1932) where a primary laterite has been produced by lateritisation of an earlier secondary laterite (PASCOE, 1964). Clear profiles indicating undoubted residual origin as well as some transported and

reworked sections are found in the low-level laterites of Gujarat (SAHASRABUDHE, 1961).

Such multi-cyclic derivation produced by consolidation of debris and *in situ* alterations have complicated the understanding of the origin of the low-level laterite and rendered the distinction between primary and secondary laterites difficult in certain situations.

THE ORIGIN OF BAUXITE FROM LATERITE

It is a remarkable fact that several different kinds of rocks with diverse chemical composition have given rise to the laterite profile which has roughly the same bulk chemical and physical composition in contrast to the wide variation in the parent rock. This led to the controversy on the parent rock of laterite. PASCOE (1964) noted that it is difficult to understand how rocks totally dissimilar in constitution as basalt and gneiss could have produced precisely the same rock by simple process of disintegration *in situ*. The uniformity of the thickness of the laterite mantle on the gneissic granite of Chotanagpur in spite of large inclusion of phyllites, micro-schist, quartzite *etc.* led ROY CHOWDHURY (1958) to observe that all these rock-types can not be prone to the same degree of lateritisation and, therefore, he opined that laterite resting on this granite gneiss was definitely derived from the complete alteration of a rock of uniform thickness and composition *i.e.*, Deccan trap basalts. Although FOX (1923) believed that lateritisation of the basaltic lavas account either directly or indirectly for nearly all the laterite in India, he could not ignore the evidences leading to the conclusion that "laterite is a residual weathering product of various types of igneous, sedimentary and metamorphic rocks".

In some areas of the high plateaus, certain fragments and structure indicating the geodes in the original basalt are also preserved. The relict structure and texture of the parent rock particularly noticed in the bauxite deposits of Saurashtra and Kutch (SAHASRABUDHE, 1964) conclusively prove their derivation from the *in situ* alteration of pyroclastic phases of the Deccan trap volcanism. Agglomerates and ash of Deccan trap age are also regarded probable parent rocks in Phutka Pahar (ROY CHOWDHURY, ANANDALWAR and TYAGI, 1964).

The detrital mode of origin has been ascribed to some occurrences seen in Gujarat where well marked depositional features and poor sorting of pebbles and grains of bauxite indicating conditions of shallow water deposition have been observed. In the coastal belt of South Kanara district of Mysore, the bauxite deposits are believed to have been formed by alteration of sedimentary clays and laterite (RADHAKRISHNA, 1964). A sedimentary origin is indicated for the bauxite bearing conglomerates occurring in stream courses and low depressions in the Cannanore district of Kerala. Even on the high plateau regions of M.P. and Maharashtra some evidences of erosion and limited local transportation of the material from the top horizons to shallow valleys have been observed. But, barring those of Gujarat and coastal Mysore, no large deposits of bauxite have been ascribed a sedimentary origin.

The third mode of origin of the bauxite deposits is that associated with limestones and calcareous sediment similar to the Mediterranean bauxite deposits of the Terra rossa type. SAHASRABUDHE (1964) ascribes some Gujarat occurrences to this mode of origin. The bauxite deposits in the Ahmedabad region are elongated and funnel-shaped and occur as irregular pockets resting over uneven surfaces of limestones and clays. The clayey residuum accumulated in depressions in the limestone was bauxitised later.

The chemistry of the high level bauxite-laterite profile of India has been studied in fair detail during the last decade. It has been found that the dispersion of silica in the bauxite-laterite profile is very erratic, and the graph of chemical variation is polymodal. The chemical composition of the profile is simple in that only 5 components— SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 and combined water—account for the total and other constituents rarely exceed 1%. The composition of bauxite-laterite profile over Deccan Trap reveals that among the first changes to take place are: depletion of silica; considerable leaching of alkalis, lime and magnesia; conversion of iron to sesquioxide; and addition of water.

In Amarkantak, it has been estimated that 46.5% silica and 4% Fe_2O_3 have to be leached and 5% of water added to the original basaltic composition to produce a bulk composition nearest to the laterite profile. A total loss of 64% in weight and 47% in volume is estimated in basalt laterite transformation. Significantly, the reduction in the silica content is most pronounced at the upper contact of the lithomarge horizon. Thus in Amarkantak, the silica content in fresh basalt is of the order of 49.51% which gets reduced to 32.34% in the altered basalt and to 26.39% in the overlying lithomarge zone. Further upwards, there is a steep and abrupt fall in silica content to 5 to 7% in the laterite profile and to 2.8% in the bauxite beds. Higher up, the pisolitic laterite carries, in contrast, as much as 20.2% SiO_2 .

The same pattern of transformation is recorded in Puthka Pahar area. The ratio $\text{TiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ is fairly constant throughout the profile while the ratio $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Al}_2\text{O}_3$ is polymodal.

SAHASRABUDHE (1961) has studied the pattern of chemical fluctuation in the low level bauxite deposits of Gujarat. There are some significant differences from the high level pattern. For example, in Saurashtra the SiO_2 percentage shows a progressive upward reduction from 29.94% in basalts to 20.50% in clayey bauxites and then is abruptly reduced within a 30 cm thick zone to 6.20%. Higher up the SiO_2 content fluctuates between 0.90% in the pisolitic bauxite layer to 12.85% in massive bauxite.

There is a fairly regular increase in alumina upwards with a corresponding decrease in silica, while the Fe_2O_3 content shows a pronounced concentration in the lithomargic clayey layers (locally upto 25%) in comparison with the underlying basalts (Fe_2O_3 1.2 to 3.99%).

The chemistry of the low level bauxite deposits overlying limestone in Ahmedabad is different. Here the silica percentage in the decomposed limestone at the base is only 2.67% which increases abruptly to 28.9% in the upper clay rich layer before falling off to 5.54% in the fawn grey bauxite horizon. Simultaneously there is an upward increase in Al_2O_3 from 5.62% in the basal layer to 64.12% in the fawn grey bauxite horizon. There is a pronounced concentration of Fe_2O_3 in the basal decomposed layers of limestone.

Although there are gross similarities in chemical characteristics of the bauxite and laterite formed by alteration and weathering of different rock types, there are certain differences and variations which reflect the parent rock composition in the bauxites. The alumina content of the bauxite are generally lower in the types of deposits encountered in Kerala, Madras and certain parts of Orissa which have been derived from crystalline rocks like ultrabasics, charnockites, khondalites, *etc.* Some of these bauxites tend to have higher silica content also due to their being mixed with clayey material.

The high quality bauxites which contain over 55 per cent alumina are distributed mainly in M.P., Bihar, Maharashtra and Gujarat. (Only the diasporic bauxite deposit of Jammu has alumina content ranging from 65–80 per cent and titania content from two to five per cent.)

The Riasi bauxite also shows less than 4% Fe_2O_3 . Most bauxites from Kerala and Madras have low iron. In contrast, the bauxite derived from basalts generally show a high iron oxide content in the range of 10%–20%, although this is not so apparent in the Gujarat bauxites which have an Fe_2O_3 range of 4% to 6%.

Another chemical characteristic of certain Indian bauxites which has been used to screen the quality of samples and cut down analytical costs, is the relation between the loss on ignition values and alumina content (ROY CHOWDHURY and ANANDALWAR, 1964). A distinct relationship exists in each deposit and this correlation for individual deposits has to be established before using the same (SAHASRABUDHE and *others*, 1967).

Silica content in the bauxite is usually an index of the amount of kaolinitic material present in the bauxite and it shows a higher range of 10–20% in the south Indian bauxites, while it is within 5% in most of the bauxite of the Central Indian plateaus and Gujarat. The coastal bauxite of sedimentary origin and associated with clay beds like those of Mysore (RADHAKRISHNA, 1965) also tend to be siliceous.

The titanium content in bauxites also appears to have some relation to the parent rock from which the bauxites have been derived. A high titanium content of 5 to 12 per cent is characteristic of the bauxite deposits derived from the Deccan traps in the M.P., Bihar and Maharashtra areas, whereas a low titanium of 2 to 5 per cent appears to be characteristic of the bauxites derived from the pyroclastic phase of Deccan trap of Gujarat and other crystalline rocks of Orissa, Kerala and Madras. In Maharashtra again the titania in bauxite derived from basalts is variable: higher in Satara and Kolhapur than in Ratnagiri, Kolaba and Thana bauxites, although the parent rock is the same (SAHASRABUDHE and KULKARNI, 1962; KULKARNI, 1963). It is also quite clear that titania tends to show relative enrichment in the bauxite zone, within the laterite profile. Bauxite occurring at low level, near the coast as at Goa and Mysore also have titania within 2%. The highest titania recorded are the bauxitic clays derived from Rajmahal traps (KARUNAKARAN and *others*, 1965).

Another significant feature is the presence of lime in the bauxite deposits of Gujarat which are associated with are in close proximity to some calcareous sediments. High percentage of lime in the bauxites of the Ahmedabad region is believed to have been derived from supra-trappean limestone. Lime and magnesia are however encountered only in traces in the bauxite deposits of

the central part of the Peninsula occurring over the Deccan traps. Other minor constituents in Indian bauxites include MnO, FeO, alkalis, Cr₂O₃, P₂O₅, V₂O₅ which are generally not determined in all the samples.

Trace element determinations on the various samples of bauxites from deposits which have been prospected in detail in Madhya Pradesh and Maharashtra, indicate a fairly low content of Pb, In, Co, Cu, Ga, Ba and Y ranging from 5 ppm to within 100 ppm. The other trace elements like Cr, W, Zr and Mn range from 100 ppm, to nearly 1000 ppm. The trace element analysis of bauxites and laterite from the Amarkantak area indicate a fairly high level of V, Cr and Zr ranging from about 400 to 1700 ppm. The Gallium content is 70 to 100 ppm while Cu, Ni, Sr and Ba are less than 160 ppm.

In the bauxites of Gujarat, data indicate presence of Ga, Cu, W, Ni, Mn, Sr and Cr but conspicuous absence of Pb, Sn, Y, La, Zn and Co (SAHASRABUDHE, 1964).

In general the data from Dhangarwadi area (RANE and DESHMUKH, 1969) show that the clay, bauxite and laterite horizons get enriched in Pb, Cr, W and Zr and depleted in Ni, Co, Ca, Ba and Mn compared to the parent rock basalt. Elements such as In, Zn, Ga, Y, Sn, Li, Nb, Sr, As and La show little or no variation in the laterite profile and practically have the same concentration from basalt to laterite zone at the top.

The trace element distribution in the lateritic profile follows the geochemical principle of ionic potential guiding which of the elements would be left behind as hydrolizates and which of the elements would be carried away in solution during the weathering process.

In recent years, mineralogical studies of the bauxite bearing profiles in India have made significant advances as a result of the application of the X-ray powder diffraction method for determination of the constituent phases. The *mineralogical characteristics* of the high level bauxite are illustrated by Phutka Pahar, M.P., where the bauxite is composed of major quantities of gibbsite, and good amounts of boehmite with minor concentration of haematite and anatase. The overlying layer of pisolitic laterite carries a major amount of kaolinite and haematite, good amount of gibbsite and minor goethite. In the layers underlying the bauxite deposit, the mineralogy shows an interesting contrast. In the basal lithomarge layer, kaolinite is the major constituent with a good amount of haematite and anatase, while in the overlying layers of laterite and aluminous laterite, gibbsite comes in full force with kaolinite, haematite and boehmite occurring as minor constituents.

In the adjacent Amarkantak plateau, the bauxite deposits carry a major amount of gibbsite and boehmite while the overlying ferruginous laterite and pisolitic laterite is predominantly composed of goethite, haematite with or without kaolinite, and locally gibbsite and boehmite. At Udgiri, Maharashtra, bauxite is composed predominantly of crystalline to cryptocrystalline aggregates of gibbsite, pisolitic to irregularly shaped patches and elongated veinlike masses of eliachite, minor boehmite, traces of kaolinite, small anhedral grains of anatase, inclusions and coatings of goethite and limonite on gibbsite, microcrystalline cavity fillings of nontronite and doubtful grains of augite. The basal lithomargic clays consist predominantly of kaolinite and limonitic material, with rare cryptocrystalline to crystalline gibbsite developed in small,

circular patches. These circular patches become more conspicuous in the upper horizons. This suggests a progressive development of gibbsite from kaolinite. An intermediate stage in this transformation has been brought out by the mineralogical studies of RANE and DESHMUKH (1969) on the Dhangerwadi bauxite, where various stages of formation of gibbsite from cliachite are observed in thin sections.

Among the low level bauxite occurrences the Gujarat deposits have been examined in fair detail by SAHASRABUDHE (1964) who reports that the bauxite is composed mainly of gibbsite with a minor amount of limonite and leucoxene and rare quartz and calcite.

CONCLUSION

From the foregoing chapters it will be evident that laterite and bauxite have a common genetic framework. Numerous theories have been put forward to explain the processes involved in the formation of these rocks. But it is generally accepted that these are products of tropical weathering. There is, however, considerable divergence of opinion in respect of the parent rock or rocks of laterite and development of laterite profile with segregation of bauxite.

Broadly there are two schools, one advocating formation of laterite from Deccan trap basalts and the other postulating laterite to be a weathered product of the subjacent rocks of varied lithological characters of contrasting geological provinces. Although there are strong evidences that most of the high level laterite occurring in the countra is the alteration product of trap even when there is quasi 'overlap' of the trap by laterite on the older rocks, lack of positive evidence in certain areas forced advocates of trappean origin to concede to the other school that holds the view that primary laterite is a residual weathering product of various types of igneous, sedimentary and metamorphic rocks. While it can be conceived that basaltic flows might have extended to the Nilgiris and Shevaroy Hills in Madras, Kalahandi and Khariar highlands in Orissa and Vindhyan plateaus in U.P. and M.P., origin of large stretches of low level coastal laterite does not fit in this concept.

The problem of the genesis of laterite is further magnified due to the contrasting topographical positions of the high level and low level occurrences. If the extent of Lameta rocks of fluviatile or lacustrine origin which fringes the Deccan trap flows from Godawari to Buldelkhand is taken into consideration, one has to believe that the present position of the high level occurrences is a result of uplift. ROY CHOWDHURY (1958) reported that the lower contact of laterite-bauxite profile in Bihar and M.P. shows a steady southward gradient across isolated plateaus over thousands of square kilometres. Tertiary and Quaternary uplift of the Indian Peninsular mass is an established fact and the linear orientation of the hot springs both along the western coast and along the mountainous fronts of the eastern coast suggest a continuation of the same process into recent times. Viewed in this perspective it appears that the weathering cycle reflected by the high level laterite and bauxite perhaps originated in an earlier Tertiary low level peneplanation and the chemical transformation continued during the course of uplift. Such a duality in origin might explain

many apparently irreconcilable features of the laterite and bauxite occurrences.

Absence of laterite blankets or summit beds on the identical geological and geomorphological set ups has been a puzzle to Indian geologists. There are only isolated groups of laterites capped hills in the vast stretch of Vindhyan plateau. Locally, however, they occur on the highest portions of the dissected tablelands which may have a special significance. Even in the trap country these may occur as groups and patches, as for example Malwa plateau and Gujarat where the basaltic flows even attaining higher altitudes remain unaffected. Does this observation lead to the conclusion that a particular flow, probably the last one in the cycle had a special characteristic to be easily converted into laterite or originated from the alteration of summit beds of volcanic agglomerate? A clear junction between trap and laterite in many places is noteworthy. Writing on Deccan lavas, PASCOE (1964) mentioned "beds of volcanic ash are common, so common indeed in places as to form a very considerable proportion of the sequence. They appear to be much more prevalent towards the upper part of the formation, a result due possibly to the fact that the upper part of the series is preserved chiefly near old volcanic foci which characterised the more explosive tendency of the later phases of the disturbance".

The exact chemical processes involved in the formation of laterite profile are yet unknown. References have been made earlier to the theories postulated by many workers. FOX (1923) evoked a chemical milieu according to which the bauxite zone occupying an intermediate position acted as a semi-permeable membrane to the upward movement of the colloidal silica from below, or the return of colloidal ferric hydroxide from above. ROY CHOWDHURY *et al.* (1965) recognized the process of high level lateritisation and bauxite development in stages, the first stage is the alteration of feldspar in the trap into kaolinite (in the presence of water), the second stage in the process is desilicification (in the presence of excess water) of kaolinite into gibbsite and the third stage being a process of resilicification of gibbsite into kaolinite again. The agencies causing this transformation have not been explained.

However, it is logical to conceive that the profile was developed by a continuous physico-chemical process which remains unarrested to produce a complete profile. It has been observed that well drained highly dissected plateaus are crowned by good deposits of bauxite. Does this mean bauxite is an index of maturity? The next question which crops up in this connection is the removal of silica, bases, alkalies and iron oxides. It has been estimated that 46.5% silica and 4% ferric oxide have to be leached and 5% of water added to the original rock of basaltic composition to produce a bulk composition nearest to the laterite profile. A total loss of 64% in weight and 47% in volume is estimated in basalt-laterite transformation. While silicification and calcification of the underlying Lameta horizon may account for the leached out silica and lime, what happens to the alkalies when removed from the basalt? Many more such questions need to be answered to explain the formation of the laterite profile.

BIBLIOGRAPHY

- BANERJEE, P. K. 1965: Bauxite in Kashipur Tahsil, Koraput. — District Orissa, Indian Minerals Vol. 19, No. 2, pp. 175–182.
- BLANFORD, W. T. 1859: Note on the laterite of Orissa. — Mem. Geol. Surv. India 1, pt. 3, pp. 273–91.
- BUCHANAN, F. 1807: A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara and Malabar.
- BURTON, R. C. 1917: On the origin of laterites of Seoni, Central Provinces. — Rec. Geol. Surv. India 48, pt. 4, pp. 204–218.
- CARTER, H. J. 1852: Jour. Bombay Asiatic Soc. 4. p. 199.
- FERMOR, L. L. 1909: The Manganese Ore Deposits of India. — Mem. Geol. Surv. India 37, pp. 370–389.
- FOX, C. S. 1923: The Bauxite and Aluminous Laterite occurrences of India. — Mem. Geol. Surv. Ind. 49, pt. 1, pp. 1–46.
- FOOTE, R. B. 1876: The Geological Features of the South Mahratta country and Adjacent District. — Mem. Geol. Surv. Ind. 12. pt. 1, pp. 209–223.
- GEE, E. R. 1932: The Geology and Coal Resources of Raniganj Coalfield. — Mem. Geol. Surv. India 69, pt. 4 pp. 389–422.
- HOLLAND, T. H. 1903: On the constitution, origin and dehydration of laterite. — Geol. Mag., decade 4, Vol. 10. No. 2, pp. 59–69.
- HOLLAND, T. H. 1905: The occurrence of Bauxite in India. — Rec. Geol. Surv. Ind. 32, pt. 2, pp. 175–84.
- KARUNAKARAN, C., RAO, M. G. and SINHA ROY, S. 1965: A note on the occurrence of bauxite clay in Birbhum district, West Bengal. — Ind. Minerals, Vol. 19, No. 4. pp. 281–84.
- KULKARNI, A. M. 1963: A rep. on the prel. investns. of Bauxite deposites in Satara Distt. Maharashtra. — Unput. Rep., Geol. Surv. Ind.
- LAKE, P. 1890: The Geology of south Malabar, between the Beypore and Ponnani Rivers. — Mem. Geol. Surv. Ind. 24, pt. 3, pp. 201–246.
- MACLAREN, M. 1906: Oh the origin of certain laterites. — Geol. Mag., decade 5, Vol. 3, pp. 536–547.
- MALLET, F. R. 1881: On the Ferruginous Beds associated with the Basaltic Rocks of North-Eastern Ulster in relation to Indian laterite. — Rec. Geol. Surv. Ind. 14, pt. 1, pp. 139–148.
- MEDLICOT, H. B., BLANFORD, W. T. 1879: A manual of the Geology of India. — Geol. Surv. Ind. pp. 348–370.
- MEHTA, D. R. S. et al. 1966: Investigation of bauxite deposits in Mandha, Bilaspur and Sahdol districts, M. P. — Unpublished Report, Geol. Surv. Ind.
- NEWBOLD, T. J. 1844: Notes, chiefly geological, across the peninsula from Masulipatam to Goa, comprising remarks on the origin of Regur and laterite etc. — Jour. Asiatic Soc. Bengal. Vol. 13, pt. 2, pp. 894–1004.
- NEWBOLD, T. J. 1846: Summary of the Geology of the Southern India. — Journ. Roy. Asiatic Soc. Vol. 8. pp. 227–240.
- OLDHAM, R. D. 1893: A Manual of Geology of India and Burma. — Geol. Surv. Ind. 2nd Ed., pp. 369–390.
- PASCOE, E. H. 1964: A Manual of Geology of India and Burma. — Geol. Surv. Ind., Vol. III. 3rd Ed. pp. 1960–79.
- RADHAKRISHNA, B. P. 1967: The occurrence of Bauxite along the West Coast of Mysore State, South India. — Journal of the Geol. Soc. Ind. Vol. 6, pp. 62–66.
- RAMASWAMY, S. K. 1964: Geological mapping of parts of Sheets 48 I/6, I/2 and investigation of bauxite deposits of Amte, Chikle, Ghose, Belgaum distt., Mysore State. Progress report for the field season 1963–64. — Unpublished Report, Geol. Surv. Ind.

- RANE, V. V., DESHMUKH, S. S. 1969: The Dhargarwadi bauxite deposit, Kolhapur district, Maharashtra State. A project report. — Unpublished Report, Geol. Surv. Ind.
- ROY CHOWDHURY, M. K. 1958: Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Vindhya Pradesh, Madhya Bharat and Bhopal. — Mem. Geol. Surv. Ind. 85. pp. 1-271.
- ROY CHOWDHURY, M. K. 1965: Bauxite in India. — An assessment of reserves, Bull. Geol. Surv. Ind. No. 25 pp. 1-127.
- ROY CHOWDHURY, M. K. VENKATESH, V. and PAUL, D. K. 1964: Laterite and bauxite of Amarkantak, Madhya Pradesh, India, — Report of the Twenty-Second Session Int. Geol. Cong. India, Part XIV. pp. 45-63.
- ROY CHOWDHURY, M. K., ANANDALWAR, M. R. and TYAGI, R. C. 1964: Parent Rock of Laterite and Bauxite on Phutka Pahar, Bilaspur District, Madhya Pradesh, India. — Report of the Twenty-Second Session Int. Geol. Cong. India, Part XIV. pp. 64-82.
- ROY CHOWDHURY, M. K., VENKATESH, V., ANANDALWAR, M. A. and PAUL, D. K. 1966: Recent concepts on the origin of India Laterite. — Proc. Nat. Inst. Sci. India, Vol. 31 A, No. 6, 1965, pp. 547-558.
- ROY CHOWDHURY M. K., ANANDALWAR, M. A. and TYAGI, R. C. 1968: Bauxite deposits of Phutka Pahar, Bilaspur Distt., Madhya Pradesh. — Bull. Ser. A., No. 27, Geol. Surv. of India.
- ROY CHOWDHURY, M., K. VENKATESH, V. and PAUL, D. K. 1969: Bauxite deposits of Amarkantak area, M.P. — Bull. Geol. Surv. of India, Ser. A., No. 28.
- SAHASRABUDHE, Y. S.: Bauxite deposits of the Kalyanpur Mahal, Jamnagar District, Gujarat State. — Unpublished Report Geol. Surv. Ind.
- SAHASRABUDHE, Y. S. 1961: Bauxite deposits of the Kutch district, Gujarat State. — Unpublished Report, Geol. Surv. India.
- SAHASRABUDHE, Y. S., KULKARNI, A. M. 1961: Bauxite deposits of the Sabarkantha, Kaira, Broach and Surat district, Gujarat State. — Unpublished Report, Geol. Surv. India.
- SAHASRABUDHE, Y. S. 1964: The origin of the bauxite deposits of Gujarat, India, — Advancing Frontiers in Geology and Geophysics, pp. 461-480.
- SAHASRABUDHE, Y. S., KULKARNI, A. M. 1962: Report on the preliminary examination of the bauxite deposits in Kolaba, Ratnagiri and Thana district, Maharashtra State. — Unpublished Report, Geol. Surv. India.
- SAHASRABUDHE, Y. S., DESMUKH, S. S., KULKARNI, A. M., SURYANARAYANA, G. 1967: Bauxite deposits around Ud giri in Kolhapur district, Maharashtra State. — Unpublished Report, Geol. Surv. India.
- VOYSEY, H. W. 1838: Early observations of laterite. — Journ. Asiatic Society Bengal, 2. pp. 298-305.
- WETHERELL, E. W. 1906: Laterite in Mysore. — Mysore Geol. Dep. Mem., Vol. 3, pt. 1, p. 27.

M. K. ROY CHOWDHURY
 V. VENKATESH
 P. K. BANERJEE
Geological Survey of India
Lucknow 3, Gokhale Marg
(India)

LES BAUXITES DE YOUGOSLAVIE

par

A. GRUBIĆ
(Yougoslavie)

I NTRODUCTION

Selon la production annuelle des bauxites, se chiffrant à 1 887 000 tonnes, atteinte au cours de 1966, la Yougoslavie a occupé la troisième place en Europe, immédiatement après la France (2 813 000 tonnes) et devant la Grèce (1 529 000 tonnes) et la Hongrie (1 429 000 tonnes). Ces dernières années, la production des bauxites a considérablement augmenté, si bien qu'en Yougoslavie elle a dépassé 2 200 000 tonnes. La Yougoslavie a réussi à occuper cette place éminente, grâce en premier lieu, aux riches ressources, dont les réserves — d'après les données officielles de 1966 (« *Ekonomiska politika* » No. 792 du 3 juin 1967) — se chiffrent au total par 130 000 000 tonnes de bauxite.

Les gisements de bauxite de Yougoslavie sont connus exclusivement des Dinarides. Jusqu'à présent on n'a pas identifié d'affleurement des montagnes carpatho-balkaniques de la Serbie orientale, ensuite de la masse serbo-macédonienne, de la zone de horsts dinariques, du bassin pannonique et des Alpes orientales yougoslaves. Pour ces raisons on peut à juste titre dire que les bauxites de Yougoslavie sont limitées sur la province dinarique, due à DE WEISSE (1948).

Les affleurements et gisements de bauxite s'étendent à travers les Dinarides, de la Slovénie, de l'Istrie par la Lika, la Dalmatie et certaines îles, la Bosnie et l'Herzégovine jusqu'au Monténégro et la rivière Bojana. Ils sont distribués en plusieurs zones de la direction NW—SE. Cette distribution et le résultat de différentes époques, et de différentes unités paléogéographiques, dans lesquelles la bauxite prenait y naissance et, enfin, de différents événements tectoniques qui ont donné lieu à la formation des structures dinariques.

Les principaux districts bauxitogènes de nos terrains, dans lesquels sont groupés les gisements, sont connus depuis longtemps. Ce sont: Slovénie, Istrie avec îles, Croatie (Velebit et Lika), Bosnie, Dalmatie avec les îles, Herzégovine, Monténégro et Kossovo.

Les nombreux gisements de bauxites rouges et blanches, sur le terrain du karst dinarique sont connus depuis une centaine d'années car ils ont été découverts (HAUER 1867; JOHN 1874) presque en même temps que le monde scientifique découvrait la bauxite.

La connaissance, les études, les recherches et partiellement l'exploitation des bauxites dans les Dinarides furent lentes, notamment au début. L'étude plus intense et l'investigation de ces bauxites furent cependant mises sur pied en 1925 quand l'intérêt pour leur exploitation augmenta. Après la deuxième guerre mondiale les investigations des bauxites devenaient de plus en plus détaillées, de sorte que, dans ces dernières dizaines d'années, on a recueilli beaucoup de nouvelles données sur la géologie des bauxites dinariques. Les nouveaux faits, concernant notamment leur différente position stratigraphique, ont une importance particulière pour leur prospection, la recherche et l'exploitation. Un grand nombre de données géologiques ont été réunies d'une façon systématique dans les synthèses de QUITZOW (1944), DE WEISSE (1948), ŽERAVICA (1954), CISSARZ (1956), GRUBIĆ (1963*, 1964) et JURKOVIĆ et SAKAČ (1963).

Se basant sur les données recueillies, on sait maintenant avec certitude que, dans la province dinarique, les gisements des bauxites sont interstratifiées dans le Trias, dans le Jurassique, dans le Crétacé inférieur et moyen, entre le Crétacé supérieur et le Paléogène, dans le Lutétien, dans l'Oligocène, et qu'elles se sont redéposées dans le Miocène. En outre, il existe des gisements dont la position stratigraphique ne peut être précisément déterminée

L'ÂGE DES BAUXITES

Les bauxites triasiques. Les plus anciennes bauxites de la Péninsule balkanique sont d'âge triasique. Ces bauxites se trouvent entre calcaires anisiens et ladinien, et entre le Ladinien et le Carnien (couches de Raibl). Les bauxites du premier niveau du Trias sont connues de la Slovénie (Šmartno ob Paki et Idria: BUSER et LUKACS 1966), et de la Croatie (près de Gračac: communication orale de ŠTERN et de ŠUŠNJAR d'après JURKOVIĆ et SAKAČ 1963, GRUBIĆ 1964).

Le deuxième niveau de bauxites triasiques (Ladino-Carnien) est connu de la Slovénie (Notranjsko: TIRINGER 1954; GERMOVŠEK 1954; RAMOVŠ 1958; GRUBIĆ 1964; BUSER et LUKACS 1966), du Velebit et de la Lika (près Gospić.

* En 1963 j'ai communiqué au Comité de Rédaction du « Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium », organisé sous les auspices de l'Académie yougoslave des sciences et des arts, sis à Zagreb, le texte en serbo-croate de ma communication « The stratigraphical position of bauxites in the Yugoslav dinarides ». Le Comité, ayant trouvé que la communication (présentée au Symposium 1963) était d'un intérêt plus large, a décidé de la traduire en entier en langue anglaise. En le décidant, cependant, le Comité de Rédaction n'a pas trouvé nécessaire de m'en avvertir. Ce qui plus est, je n'en ai été averti qu'après l'impression des matières du Symposium. L'erreur fatale a été commise surtout lorsque le Comité de Rédaction confia la traduction à une personne qui ne connaissait pas la terminologie géologique, si bien que dans la communication traduite il y a des fautes extrêmement graves. Elles sont au nombre de 73. Je ne les citerai pas toutes ici, mais je dois mettre en évidence quelques unes d'entre elles. Dans toute la communication on a chaque fois traduit: Valention, Cornian, journal, cosin, alveolitic, Military, Geological pillar, au lieu de: Valanginian, sheet, cosinian, alveolinitic, Vojnik, Geological column, ce qui a changé le sens de plusieurs phrases et quelques-unes ont même perdu tout leur sens. J'ai été obligé de mettre en évidence cette remarque, car, ce qui est tout-à-fait logique, chaque lecteur attentif attribuerait ces non-sens à l'auteur, et non pas au traducteur et au Comité de Rédaction.

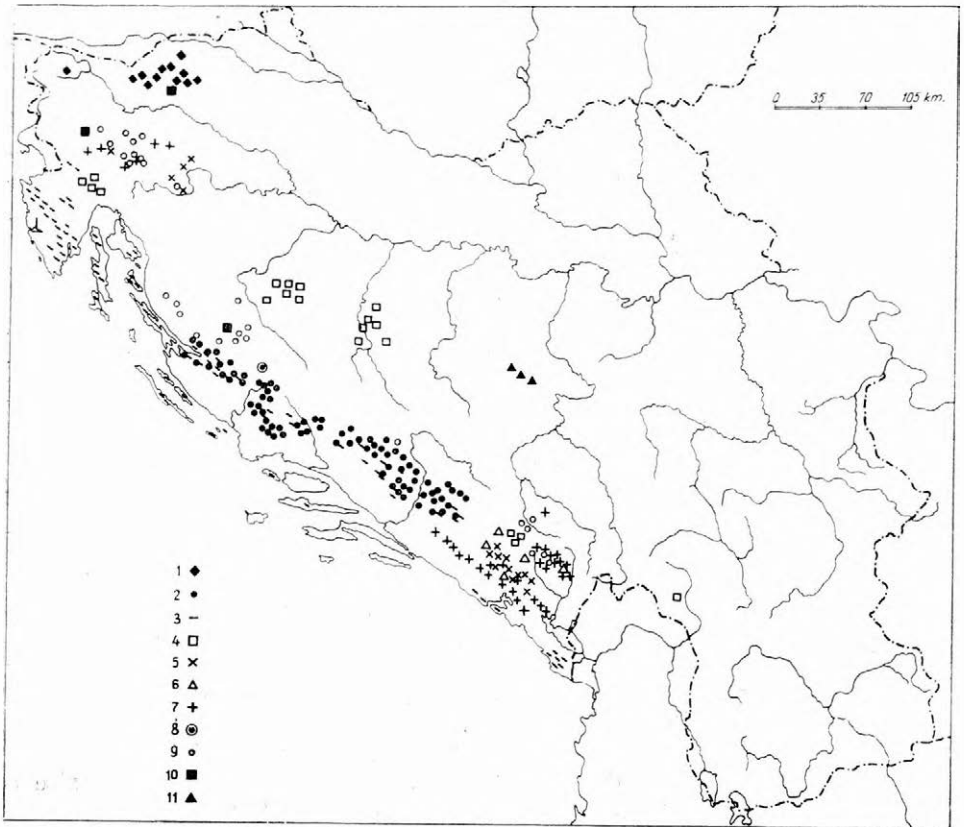


Fig. 1. Distribution des gisements des bauxites en Yougoslavie

Légende: de l'âge des gisements de bauxite: 1. Oligocènes, 2. Lutétiens, 3. Paléocènes, 4. Sénoniens, 5, Crétacés moyens, 6. Crétacés inférieurs, 7. Jurassiques (sup.), 8. Triasique supérieurs, 9. Ladino—carniens, 10. An so—ladiniens, 11. D'âge inconnu

Gračac et Bihać: SCHUBERT 1908, 1913; KIŠPATIĆ 1912, 1915; TUĆAN 1913, 1936; KOCH 1912, 1929; EMILIANOFF 1935; J. G. DE WEISSE 1948; HERAK 1960; GRUBIĆ 1963, 1964; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963; RAFFAELI et SAKAČ 1963); de l'Herzégovine (Drežnica: KATZER 1917; SLIŠKOVIĆ et LUBURIĆ 1964; GRUBIĆ 1964), et du Monténégro (canyon de Komarnica, Gornje Polje et le domaine à l'Est de Nikšić: PROTIĆ d'après ČUBRILLOVIĆ 1939; PAVIĆ 1956, 1963; PANTIĆ 1956; BURIĆ 1959; LUKOVIĆ 1959–60; GRUBIĆ 1963, 1964; BEŠIĆ, VUKOVIĆ et CICOVIĆ 1965; VLAHOVIĆ 1965).

Les formations bauxitoïdes triasiques existent aussi dans la Dalmatie moyenne. Ici, au NW de Knin, elles reposent sur les sédiments carniens et au-dessous des sédiments liasiques (SCHUBERT 1909; QUITZOW 1944; DE WEISSE 1958; GRUBIĆ 1963, 1964).

Les bauxites jurassiques. Dans les sédiments jurassiques du Monténégro et de l'Herzégovine, en plusieurs places, des bauxites sont connues. Elles se

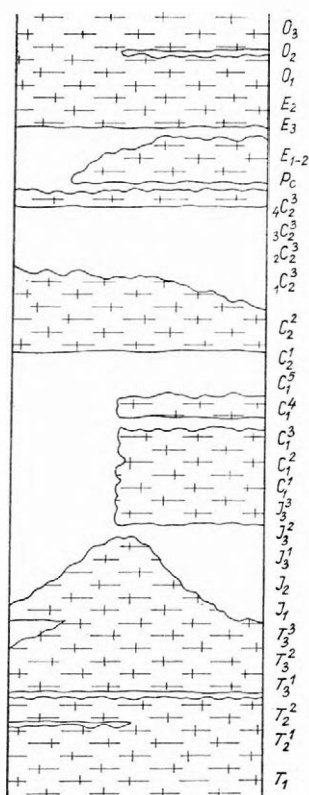


Fig. 2. Représentation schématique de la succession verticale des hiatus bauxitogénétiques dans le mur, et ceux du Kimméridgien supérieur, dans le toit. (Les sédiments marins sont marqués en hachures; les hiatus sont sans hachures.)

attribuées au Jurassique et en partie à la limite Jurassique supérieur Crétacé inférieur. En conséquence, dans les communications de tous les auteurs, se référant à PAVIĆ, ont paru des fautes.

* PAVIĆ (1963) a provoqué un grand malentendu en ce qui concerne la connaissance des bauxites du Monténégro, en introduisant dans sa « Colonne stratigraphique déduite pour tout le terrain bauxitifère de Monténégro » (planche jointe à la communication), les horizons bauxitiques entre le Trias supérieur et le Lias, ensuite entre le Lias et le Dogger, et, enfin, entre le Dogger et le Malm. Ces horizons *n'existent nulle part dans le Monténégro*, et ne sont que la plus ordinaire spéculation graphique de l'auteur. D'ailleurs, A. PAVIĆ lui-même ne mentionne nulle part dans la partie textuaire de sa communication, ce qui est très caractéristique, l'existence de ces niveaux bauxitiques. Il est évident qu'il s'est de la sorte induit en erreur aussi bien lui-même que le lecteur. Voir aussi RADOIČIĆ et VUJISIĆ (1968).

situent régulièrement au-dessus des calcaires du Trias supérieur, Lias, Dogger et Oxfordien-Kimméridgien (inférieur) au mur, et au-dessous des couches du Kimméridgien supérieur-Tithonique au toit. Telle est leur position stratigraphique constatée grâce aux études micropaléontologiques (RADOIČIĆ-BRSTINA 1957, 1958, 1962; RADOIČIĆ et VUJISIĆ 1968). Les bauxites rouges jurassiques sont particulièrement importantes au Monténégro* où elles renferment des gisements de la meilleure qualité dans la zone de Vojnik et de Prekornica (ČUBRILLOVIĆ 1939; PAVIĆ 1956, 1963; GRUBIĆ 1957, 1963, 1964; BURIĆ 1959; VLAHOVIĆ 1965; KALEZIĆ, JOVIČIĆ et MIRKOVIĆ 1965; BEŠIĆ, VUKOVIĆ et CICOVIĆ 1965), de Durmitor ainsi que les nombreux gisements du Vieux Monténégro (ČUBRILLOVIĆ 1939; PAVIĆ 1949, 1962, 1963, 1967; RADOIČIĆ-BRSTINA 1957, 1958; BURIĆ 1959; GRUBIĆ 1963, 1964; RUBEŽANIN et KRKOVIĆ 1965; BEŠIĆ, VUKOVIĆ et CICOVIĆ 1965; RADOIČIĆ et VUJISIĆ 1968), qui se prolongent à travers Petrovići dans la montagne de Viduša (GROCHOWALSKY 1920 1937; HEINZ 1937; VUČETIĆ 1956; TRUBELJA 1963; GRUBIĆ 1963, 1964; SLIŠKOVIĆ et LUBURIĆ 1964; NATEVIĆ, ŽIVALJEVIĆ et BURIĆ 1966) en Herzégovine.

Il est intéressant qu'en Slovinie, près d'Ajdovščina (BUSER et LUKACS 1966), la bauxite a été identifiée, ces derniers temps, entre les calcaires oxfordiens et kimméridgiens (inférieur) dans le mur, et ceux du Kimméridgien supérieur, dans le toit.

PAVIĆ (1962, 1963, 1967) a tout-à-fait interprété par erreur les bauxites de ce niveau stratigraphique, si bien qu'elles ont été en partie

Près de Vršar (Orsera), à la côte occidentale de l'Istrie sont connues des bauxites (d'AMBROSI 1940, DE WEISSE 1948) de la même position stratigraphique (POLŠAK 1965; GRUBIĆ 1964).

Les bauxites du Crétacé inférieur et moyen. Les bauxites du Crétacé inférieur sont connues au Monténégro. Dans les terrains du Vieux Monténégro (près de Veliki Kličevac, Zamuta et Lješev stup) se trouvent des argiles jaunes associées à des bauxites dans les calcaires à *Requienia*: (PAVIĆ 1962, 1963, 1967; GRUBIĆ 1964). Dans le même niveau se trouve l'horizon moyen de bauxites à Banjani. Ce sont des bauxites rouges interstratifiées entre les calcaires hauteriviens-barrémiens, au mur, et les calcaires aptiens: (VUJISIĆ 1964; GRUBIĆ 1964). Dans ces bauxites est connue une flore du Crétacé inférieur (PANTIĆ 1958). La même flore a été identifiée dans les bauxites près de la région de Carev Most (PANTIĆ 1958). Ces derniers temps ont été constatées les bauxites tout-à-fait identiques également dans la zone Vojnik-Prekornica (les terrains de Svračani et de Kurozev: (KALEZIĆ, JOVIČIĆ et MIRKOVIĆ 1965).

Le Crétacé moyen renferme des bauxites blanches dans la zone Petrovići—Velimlje, qui reposent entre le Crétacé inférieur (Aptien) au mur et les calcaires cénomaniens supérieurs-turonien au toit (PAVIĆ 1949, 1963; BURIĆ 1956, 1959; GRUBIĆ 1963, 1964; VUJISIĆ 1964; RADOIČIĆ et VUJISIĆ 1968; BEŠIĆ, VUKOVIĆ et ČICOVIĆ 1965; DRAGOVIĆ 1965). On constate la même position stratigraphique dans les grands gisements de bauxites blanches (à Vieux Monténégro) dont le mur correspond à divers niveaux du Jurassique et du Crétacé inférieur et le toit aux calcaires du Cénomaniens supérieur-Turonien à *Chondrodonta joannae* (zone de Bijeje Poljane—Ljeskovi Loli—Budoš): (KERNER 1927; QUITZOW 1944; PAVIĆ 1949, 1962, 1963, 1967; RADOIČIĆ-BRSTINA 1958, 1966; BURIĆ 1956, 1959; PEJOVIĆ 1962; GRUBIĆ 1963, 1964); BEŠIĆ, VUKOVIĆ et ČICOVIĆ 1965; RADOIČIĆ et VUJISIĆ 1968).

Les bauxites d'âge synchrone ont été trouvées également en Slovénie dans la région de Černomelj-Vinica: (BUSER et LUKACS 1966). Elles sont situées au-dessus des calcaires crétacés inférieurs et au-dessous du mur turonien. Ces gisements comptent parmi les plus importants en Slovénie.

Les bauxites du Crétacé supérieur. Les bauxites sûrement crétacées supérieurs sont connues sur le littoral de Slovénie, en Bosnie, en Kosovo, et peut-être les recontre-t-on au Monténégro. Sur le littoral de Slovénie les bauxites rouges et les brèches se trouvent dans le sous-étage campanien: (PLENIČAR 1960, 1955, GRUBIĆ 1964).

Les bauxites de Grmeč: (JAKŠIĆ 1937, 1937a; MARUŠIĆ 1952) et de Bešpelj, de Bosnie, sont aussi d'âge Crétacé supérieur. Dans le massif montagneux de Grmeč elles reposent sur les calcaires à *Rudistes* et à *Chondrodonta joannae* et au-dessous d'un toit Campanien: (MILOVANOVIĆ et GRUBIĆ 1960; GRUBIĆ 1963, 1964; ŽIVALJEVIĆ 1963, 1966; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963, SAKAČ, JELINIĆ et JUNGSMANN 1964). Près de Bešpelj, aux environs de Jajce, les bauxites rouges d'une haute qualité reposent sur les calcaires crétacés supérieures à *Radiolites* (?Turonien) et au-dessous des sédiments du Maestrichtien moyen: (VUČETIĆ 1960; DEVIDÉ-NEDELA et POLŠAK 1962; GRUBIĆ 1963, 1964; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963; VASILJEVIĆ 1968). De Bešpelj, les affleurements de bauxite de ce niveau se prolongent au nord en Čemernica, et au SE en la montagne Gola planina: (VILAVSKI et VLAHINIĆ-DJEKIĆ 1963; VASILJEVIĆ 1968).

A la Grebnička planina (Kosovo) à peu près parallèlement au cours du Crni Drim, s'étendent quelques gisements de bauxites rouges. Ces bauxites sont interstratifiées entre les sédiments du Turonien inférieur et du Sénonien supérieur: (RADOIČIĆ et PEJOVIĆ 1968; GRUBIĆ 1963, 1964).

Suivant quelques données peu sûres et incomplètes, quelques gisements du Monténégro (territoire du village Čaradje à Golija: (BURIĆ 1959; GRUBIĆ 1963, 1964), devraient être aussi dans le Crétacé supérieur.

Les bauxites entre le Crétacé supérieur et le Paléogène. Entre les sédiments du Crétacé supérieur et du Paléogène est placé un des niveaux de bauxites les plus connus et les plus développés dans les Dinarides. Les bauxites rouges de cet horizon possèdent constamment les mêmes caractères. Elles reposent régulièrement sur les calcaires à *Rudistes* du Crétacé supérieur, et au-dessous des parties supérieures des couches de Kozina, des calcaires à *Miliolides* ou à *Alvéolines* du Paléogène. Ces bauxites se trouvent dans l'Istrie: (CREMA 1920, 1920a, 1933, POLLEY 1909; RATTO 1920; SANNA 1920; FRANCHI 1924; PETRONIO 1929; SCHWARZ 1932; LOTTI 1940; D'AMBROSI 1940, 1940b, 1942-43, 1953-54, 1955; SACCO 1924; STACHE 1886, 1889, DE WEISSE 1948, MOJSILOVIĆ 1958; ŽERAVICA 1954; GRUBIĆ 1963, 1964; BUSER et LUKACS 1966; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963), et Slovénie, dans bien des îles: (KERNER 1924; DE WEISSE 1948; GRUBIĆ 1963, 1964), en Dalmatie: (KERNER 1916; QUITZOW 1944; DE WEISSE 1948, FRANOTOVIĆ 1954, 1955, SAKAČ 1961; GRUBIĆ 1963, 1964; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963), en Herzégovine: (QUITZOW 1944; DE WEISSE 1948; VUČETIĆ 1956; GRUBIĆ 1963, 1964; ČIRIĆ 1962; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963; SLIŠKOVIĆ et LUBURIĆ 1964; ŽIVALJEVIĆ et BURIĆ 1964) et au littoral monténégrin: (KERNER 1927; PETUNNIKOW 1935; QUITZOW 1944; DE WEISSE 1948; PAVIĆ 1949, 1963; ŽERAVICA 1953, JANKOVIĆ 1957; BEŠIĆ 1959; BURIĆ 1959; GRUBIĆ 1963, 1964; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963; BEŠIĆ, VUKOVIĆ et CICOVIĆ 1965).

Les bauxites du Lutétien. Les bauxites rouges de l'Éocène moyen forment les gisements économiquement intéressants et sont connus en Dalmatie et en Herzégovine. En Dalmatie: (SCHUBERT 1908, 1913; KERNER 1916, 1921-22, CREMA 1920; WEIGELIN 1930; WEINHOLTZ 1930; TELEKI 1940; QUITZOW 1944; DE WEISSE 1948; FRANOTOVIĆ 1954; SAKAČ 1961; GRUBIĆ 1963, 1964; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963) les bauxites lutétiennes reposent sur les calcaires à *Rudistes* du Crétacé supérieur, les couches de Kozina ou les calcaires à *Alvéolines* et elles sont régulièrement couvertes par les conglomérats ou par les marnes de la formation de Promina. Les nombreux gisements herzégozoviens: (KATZER 1917; JAKŠIĆ 1928, YAKCHICH 1930; QUITZOW 1944; DE WEISSE 1948; VUČETIĆ 1956; ČIRIĆ 1962; GRUBIĆ 1963, 1964; JURKOVIĆ et SAKAČ 1963; SLIŠKOVIĆ et LUBURIĆ 1964), de bauxites de l'Éocène moyen reposent sur les calcaires du Crétacé supérieur ou sur les calcaires à *Alvéolines* et au-dessous du Flysch éocène ou des roches semblables à la formation de Promina.

Il semble qu'un horizon bauxitique semblable ait été découvert également en Slovénie: (BUSER et LUKACS 1966) étant donné que certains d'entre les gisements de cette région-là se trouvent entre les calcaires à *Rudistes* sénoniens du mur, et les brèches basales du Flysch éocène.

Dans la littérature, on cite des bauxites semblables dans la région d'Ulcinj sur le littoral monténégrin; ces bauxites reposeraient entre les calcaires à

Alvéolines et le Flysch éocène: (ŽERAVICA 1953, JANKOVIĆ 1957). Malheureusement, aucun auteur ne cite où sont situés ces gisements.

Les bauxites de l'Oligocène moyen. Le plus récent horizon à gisements de bauxite dinarique se trouve seulement en Slovénie (Bohinj, Mozirje, Šmartno ob Paki, Velenje): (JOHN 1874; FLECKNER 1866; DITTLER et KÜHN 1933; TIRINGER 1954; BUSER et LUKACS 1966). Suivant les recherches plus récentes, le mur de ces bauxites est couramment constitué de calcaires ladiniens, et, plus rarement, de dolomies anisiennes, et le toit de calcaires de l'Oligocène moyen des couches de Gornji Graj, ou de marnes et grès de Sotesk, également oligocènes moyens. Selon cette position, il serait difficile de préciser l'âge des ces gisements, si bien qu'ils ont été jusqu'à présent signalés comme « gisements d'âge inconnu » (GRUBIĆ 1963, 1964). Dans les parties inférieures de certains gisements de ce groupe, cependant, ont été trouvés de *Polypiers* et *Ostrées* oligocènes en bon état de conservation: (BUSER et LUKACS 1966). Il est intéressant de noter que les bauxites de l'Oligocène moyen se comptent parmi les gisements de la meilleure qualité en Slovénie.

Les bauxites redéposées dans le Miocène. A l'Ouest de Mostar, près de Kočerim et dans la vallée de l'Ugrovača, se trouvent des sédiments bauxitoïdes. Ils reposent sur les calcaires crétacés supérieurs karstifiés et au-dessous de marnes néogènes qui doivent appartenir au Miocène inférieur. Ces « bauxites » miocènes diffèrent beaucoup pétrologiquement de toutes les bauxites plus anciennes. C'est pourquoi la majeure partie de géologues admettent que ce ne sont pas de vraies bauxites, mais une matière bauxitique redéposée ou des roches argileuses ferrugineuses: (KERNER 1927; QUITZOW 1944; DE WEISSE 1948; GRUBIĆ 1963, 1964; SLIŠKOVIĆ et LUBURIĆ 1964).

Les bauxites d'âge inconnu. Hors des horizons bauxitifères, dont la position stratigraphique est assez précisément déterminée, existent également des gisements dont l'âge n'est pas connu avec précision. De tels gisements sont situés en Bosnie orientale (la zone entre Vlasenica et Srebrenica (KATZER 1917; JEREMIĆ 1957, 1958). Ils sont interstratifiés entre les calcaires triasiques et les couches du Crétacé (Sénonien supérieur)*.

LES RÉFLEXIONS SUR LE NOMBRE DES HORIZONS DE BAUXITE

Dans la présente note nous avons représenté 10 horizons de bauxite individualisés de la province dinarique. Certains d'entre les chercheurs yougoslaves: (MARIĆ 1965), mais aussi étrangers, soupçonnent un tel nombre d'horizons, et citent des cas prouvant que dans les pays voisins (en Grèce, en Hongrie et en Italie) celui-ci est considérablement plus petit. Etant donné que ces opinions se rencontrent de plus en plus souvent, je dois en dire quelque chose ici.

En premier lieu, il faut noter en particulier qu'il y a des géologues yougoslaves: (PAVIĆ 1963, 1967, VLAHOVIĆ 1965) qui s'efforcent beaucoup de distin-

* BURIĆ d'après JURKOVIĆ et SAKAČ 1963; GRUBIĆ 1963, 1964. Il semble cependant que les bauxites de Vlasenica sont tout-à-fait identiques avec les gisements de Grmeč, de Bešpelj et de Grebnička planina; donc, un horizon entre les calcaires du Turonien et du Sénonien supérieur.

guer le plus grand nombre possible de niveaux de bauxite, si bien qu'ils les distinguent même dans les cas où ils n'ont aucun fondement. Dans la présente note, cependant, leurs opinions étaient prises en considération seulement lorsqu'elles coïncidaient avec les opinions de plusieurs auteurs. Si cela n'était pas le cas, on a procédé à de soigneuses révisions de terrain. C'est pour ces raisons que les appréciations subjectives n'ont pas trouvé de place dans notre aperçu des bauxites yougoslaves.

En ce qui concerne tous les niveaux de bauxite cités ci-dessus, on peut aujourd'hui à coup sûr dire qu'ils existent objectivement. Ceci peut être appuyé par toute une série de preuves sûres :

1. Tous les gisements examinés ici sont franchement interstratifiés entre le mur et le toit bien définis, et ce ne sont jamais de profondes formes karstiques souterraines (les géologues yougoslaves travaillant sur le terrain connaissent bien la géologie du karst et les problèmes du paléokarst, et ne peuvent aucunement confondre les formes karstiques superficielles avec les grottes, avens, cavernes, siphons et autres formes souterraines du karst et du paléokarst: [MILOVANOVIĆ 1964-65]. Les gisements dont le toit n'est pas net, ne sont pas pris en considération dans cette note.

2. Grâce aux micro- et macrofossiles, l'âge stratigraphique du mur et du toit des gisements de bauxite a toujours été sûrement établi. Mais, dans certaines bauxites ont été également rencontrés des restes fossiles (à titre d'exemple, *Clypeina jurassica* des intercalations calcaires dans les bauxites jurassiques de Petrovići au Monténégro; la flore du Crétacé inférieur dans les bauxites blanches de Velimlje et de Carev Most près de Nikšić; les *Polypiers* et *Huîtres* fossiles dans les bauxites de l'Oligocène de la Slovénie). De cette façon, l'âge des gisements de bauxite a été très sûrement déterminé.

3. Les gisements d'un district bauxitogène, aux cas qu'ils appartiennent aux niveaux différents, ont des caractéristiques essentiellement différentes, suivant lesquels ils se différencient. Ainsi, par exemple, les bauxites triasiques du Monténégro contiennent assez de silice et de fer et pour la plupart, n'ont pas de dimensions plus importantes; les bauxites rouges jurassiques, cependant, constituent des gisements de bauxites rouges les plus importants et de la plus haute qualité dans cette république, les bauxites du Crétacé inférieur sont mélangées avec argiles; celles du Crétacé moyen sont les bauxites blanches, et paléogènes sont d'une qualité plus mauvaise, et ne sont pas amassées en masses plus importantes. En Dalmatie, l'horizon bauxitique plus ancien est moins développé et d'une qualité plus mauvaise que celui d'âge plus jeune, et ses gisements ne sont pas couramment intéressants du point de vue économique.

4. Les horizons de bauxite cités ci-dessus, ne sont pas inventés en vitesse mais ils sont le résultat des recherches de plusieurs décennies, exécutées par de nombreux géologues, contrôlés l'un par l'autre. C'est d'ailleurs visible par la bibliographie citée.

CONCLUSIONS

En jugeant d'après les divers types de bauxites et d'après leur position stratigraphique différente (fig. 1 et 2), nous pouvons conclure que le géosynclinal dinarique fût l'arène d'une bauxitogénèse fort complexe. Un rôle particulièrement important est dévolu aux rides (intragéosynclinaux) et aux cordillères qui se mirent en place et disparurent en fonction de mouvements intra-géosynclinaux complexes et de mouvements orogéniques: (GRUBIĆ 1963, 1964, 1963a).

Certains de ces espaces bauxitogénétiques furent émergés très brièvement de sorte qu'ils furent rapidement submergés. Ils renferment seulement un horizon bauxitique (Veľebit, Lika, Istrie et les îles, Savinjska dolina, Bešpelj, Vlasenica, etc.). Les autres, par contre, émergent plusieurs fois de sorte qu'ils renferment deux ou trois niveaux de bauxites (Dalmatie, Herzégovine, zone de Vojnik et Prekornica, etc.). Une bauxitogénèse particulièrement complexe s'était produite dans le territoire actuel du Vieux Monténégro (fig. 3). Ses parties entre Lješev stup—Bijele poljane et Budoš demeurèrent longtemps émergées tandis que les étendus au SE (vers le lac de Scutari) et au NW (vers Velimlje) dans le même temps étaient à plusieurs reprises émergées puis submergées.

Les études paléogéographiques détaillées des espaces bauxitogènes et l'étude de leur évolution parallèlement à celle du développement historique des terrains encaissants représentent une des voies les plus importantes pour résoudre le problème tellement discuté de la genèse des bauxites du type géosynclinal (ou karstique). Nous soulignons que les terrains des Dinarides yougoslaves présentent pour cela les conditions idéales.

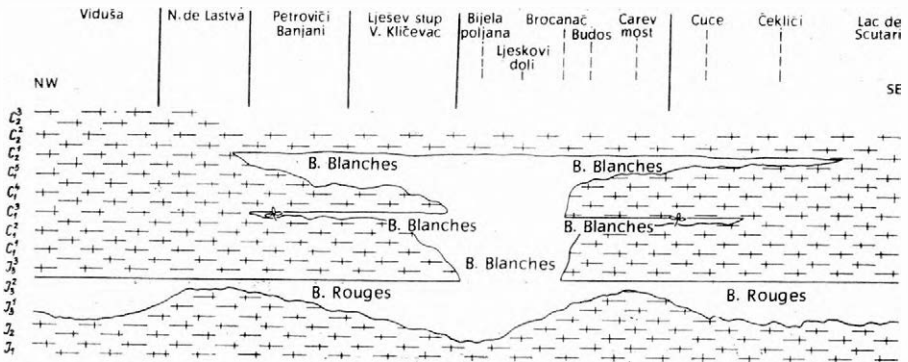


Fig. 3. Schéma de la bauxitogénèse complexe dans la zone Herzégovine - Vieux Monténégro, à partir de montagne Viduša jusqu'au Lac de Scutari (Skadarsko jezero); environ 100 km

En hachures = les sédiments marins; sans hachures = les hiatus bauxitogènes avec l'indication de l'espèce des bauxites et des niveaux où fut trouvée une flore

BIBLIOGRAPHIE

- D'AMBROSI, C. 1942-43: Intorno alla genesi del saldama della bauxite e di alcuni minerali di ferro nel cretaceo dell'Istria. — Boll. Soc. geol. Ital. vol. LXI., fasc. III. Roma.
- D'AMBROSI, C. 1953-54: Nouvi ragguagli in merito all stratigrafia del Cretaceo istriano con particolare riguardo all genesi et giacatura delli bauxiti di Orsera in riposta de De Weisse. — Bull. Soc. adriatica d.Sc. naturali, T. LXVII, p. 82-98. Trieste.
- D'AMBROSI, C. 1955: Sulla possibilita d'esistenza di giacimenti di bauxite sotto copertura eocenica nel territorio di Trieste. — Tecnica Ital. ann. X. ser. nov. No. 3, p. 151-157. Trieste.
- BEŠIĆ, Z., VUKOVIĆ, V., CICOVIĆ, B. 1965: Boksiti Crne Gore. — Rudnici boksita Nikšić, p. 1-165. Nikšić.
- BURIĆ, P. 1966: Geologija ležišta boksita Crne Gore. — Posebna izdanja Geološkog glasnika, T. VIII, p. 1-276. Sarajevo.
- BUSER, S., LUKACS, E. 1966: Rezultati novejših geoloških raziskav boksitov v Sloveniji. — Referati VI Savetovanja, Savez geol. društ. SFRJ, Deo. II, p. 293-304. Ohrid.
- DRAGOVIĆ, D. 1965: Some characteristics of the deposits of white bauxites in Crne Gora. — Travaux Comité int. d. baux. ox., hydrox. d'aluminium. No. 1, p. 21-36. Zagreb.
- DRAGOVIĆ, D. 1965: Geološke karakteristike ležišta bijelog boksita u Vonjem dolu kod Trubjele (Crne Gora). — Geološki glasnik, T. IV, p. 401-409. Titograd.
- DRAGOVIĆ, D. 1966: Types of the deposits of the white bauxites of Montenegro. — Travaux Comité d. baux., ox., hydrox. d'aluminium. No. 3, p. 51-64. Zagreb.
- EICHLER, C. F., HACKL, O. 1916: Bauxit von Vratze. — Jahrbuch d. kk. geol. Reichsanst. Bd. LXV. p. 375. Wien.
- EICHLER, C. F., HACKL, O. 1920: Bauxit aus dem Kalkgebirge nördlich von Besca nuova, Insel Veglia, Istrien. Bauxit aus Dalmatien (Dernis von der Küste bei Spalto). Bauxit vom Schurfschacht in Razvadje, Knin, Dalmatien. — Ibid. Bd. LXIX. p. 28-29. Wien.
- FLECKNER, A. 1866: Thonerdehydrat aus der Wochein. — Verhandl. geol. Reichsanst. p. 11-12. Wien.
- FRANCHI, S. 1919: La risorse minerarie della Dalmazia e dell'Istria. — La mineraria ital. No. 12. decembre 1918. p. 3-20. Roma.
- FRANCHI, S. 1924: La morfologia e la genesi dei giacimenti di bauxite dell'Istria. — Boll. Soc. geol. ital. vol. XLIII, fasc. 1. p. 97-100. Roma.
- FRANOTOVIĆ, D. 1955: Dalmatia leads Yugoslavia's growing bauxite industry. — Eng. Min. Journ. vol. 156. (12), p. 78-84. New York.
- GRUBIĆ, A. 1963: The stratigraphic position of bauxites in the Yugoslav Dinarids. — Symposium sur les baux. ox. hydrox. d'aluminium, Zagreb, 1963. T. I., p. 51-79. Zagreb.
- GRUBIĆ, A. 1964: Les bauxites de la province dinarique (Yougoslavie). — Bull. Soc. géol. France, (7), VI. p. 382-388. Paris.
- JANKOVIĆ, S. 1956: Karakteristike promenljivosti kvaliteta crvenog boksita u području Nikšića. — Zbornik radova Rud. geol. fakult. No. 4. 24-43. Beograd.
- JANKOVIĆ, S. 1957: Klasifikacija i kategorizacija rezervi crvenih boksita u području Nikšića. — Rudarstvo i metalurg. VIII. p. 82-91. Beograd.
- JOHN, C., EICHLER, C. F. 1907: Bauxit aus Bosnien (Županjac, Metalka, Pribojević). Bauxit mit oolitischen Einschlüssen von Podluka bei Palež in Bosnien. — Jahrb. kk. geol. R.A. Bd. LVII. p. 435. Wien.
- JÖRG, A. 1937: Bauxite, Chromite etc. in Yugoslavia. — Min. Tres. Notes, vol. 5. No. 6. p. 4-5.
- JURKOVIĆ, I., SAKAČ, K. 1964: Stratigraphical, paragenetical and genetical characteristic of Bauxites in Yugoslavia. — Symposium sur les baux. ox. hydrox. d'aluminium, Zagreb, 1963. T. I. p. 253-264. Zagreb.
- KALEZIĆ, M., JOVIČIĆ, M. et MIRKOVIĆ, M. 1965: Prolig poznavanju stratigrafskog položaja crvenih boksita Crne Gore. — Geološki glasnik, T. IV. p. 353-368. Titograd.

- KOHL, E. 1936: Weltbauxitgewinnung 1934. (Jugoslawien). — Lagerst. Chronik. Jahrg. XXIII. p. 11. Berlin.
- KOHL, E. 1934–37: Jugoslawien. Bauxit (Aluminium). — Ibid, Jg. XXII. (1934), p. 172; Jg. XXIII. (1936) p. 61, 108, 124; Jg. XIV. (1937) p. 20, 49, 78, 94, 127, 144, 187. Berlin.
- KORMOS, T. 1930: Hydrargyllit und schwefeliger Bauxit in Istrien. — Bányászati és Kohászati Lapok. LXIII, p. 269–277. Budapest.
- KORMOS, T. 1943: Bauxitlagerung in Höhlen (Knežpolje, Heregovina). — Földtani Közlöny, t. 73. p. 296–299. p. 500–503. Budapest.
- LILL, M. 1865: Thonerde–Eisenoxyd–Hydrat (Bauxit) aus der Wochein. — Öster. Zeitschr. f. Berg. u. Hüttenwesen, p. 280. Wien.
- LOTTI, A. 1940: Ipotesi sulle relazioni di origine del saldame della bauxite e di alcuni minerali ferosi nell'Istria. — L'industria miner. d'Italia, e d'Oltremare, T. XIV, p. 1–5. Roma.
- LUKOVIĆ, S. M. 1964: Problem klasifikacije boksita i drugih tvorevina u crnogorskim boksitnim ležištima. — Zbornik radova Rud. geol. fak. sv. 8. p. 37–41. Beograd, (1961/62).
- LUKOVIĆ, S. M. 1964: Some Observations on the Mineralogy and Petrology of the Bauxite Deposits of Montenegro, Yugoslavia. — Symposium sur les baux. ox. hydrox. d'aluminium, Zagreb 1963, T. I. p. 275–284. Zagreb.
- LUKOVIĆ, S. 1966: On the mineralogy, petrology and genesis of kaolin bauxites with special reference to the white bauxites of Montenegro (Crne Gora). — Travaux Comité int. d. baux. ox. hydrox. d'aluminium. No. 2, p. 7–16. Zagreb.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1968: Distribution of Trace Elements in Bauxite Deposits of Herzegovina, Yugoslavia. — Ibid, No. 5. p. 63–70. Zagreb.
- MARIĆ, L. 1964: Terra rossa et bauxite. — Symposium sur les baux., ox., hydrox. d'aluminium, Zagreb 1963. T. I. p. 173–200. Zagreb.
- MARIĆ, L. 1965: Terra rossa, bauxite et saldame dans le Karst de Dinarides. — Conférences, vol. IX. Sc. math. et nat. No. 4. p. 1–11. Acad. Serb. Sc. et d. Arts. Beograd.
- MARIĆ, L. 1966: Sur la structure de la « bauxite blanche » de Trubjela. — Travaux Comité int. baux. ox. hydrox. d'aluminium. No. 2. p. 17–24. Zagreb.
- MARUŠIĆ, R. 1954: Imotsko boksitno područje. — Rudarsko metal. Zbornik, No. 1, p. 53–76. Ljubljana.
- MARUŠIĆ, R. 1954: The Yugoslav reserves of high grade bauxite. — Aluminium. Vol. 30, p. 399. Berlin.
- MARUŠIĆ, R. 1957: O klasifikaciji i kategorizaciji razervi boksita. — Tehnika XII, Rudarstvo i metal. VIII, p. 261–264. Beograd.
- MARUŠIĆ, R. 1960: A jugoszláv bauxitbányászat problémái és távlati lehetőségei. — Az 1960. szept. Budapesteni tartott Bányászati Kongresszus során elhangzott szakmai előadások. — II. köt. p. 54. Budapest.
- Materijali* sa Prvog savjetovanja istraživača, proizvođača i preradjivača boksita, Zagreb, 9–11. april. 1953. — Daktilografisano. Stenografski zapisnik, Zagreb.
- MIHOLIĆ, S. 1956: Die Entstehung der Bauxite auf Kalk. — Berg. und Hüttenmann. Monatshefte, Jahrg. 101. H. 2, p. 38–40. Wien.
- MIHOLIĆ, S. 1960: The genesis of the Mediterranean Bauxites. — Bull. Sc. Cons. Acad. Sc. RSF Yugosl., T. 5, No. 2, p. 46. Zagreb.
- MILANOVIĆ, P. 1955: Ležišta boksita i način iskopavanja. — Rudarstvo i metal. VI, p. 79–82. Beograd.
- MILOVANOVIĆ, D. 1964–65: « La dynamique épirogénique et orogénique dans le domaine des Dinarides externes et les problèmes de la paléokarstification et de l'évolution de l'holokarst ». — Bulletin Institut de rech. géol. et géophys. T. IV/V. Ser. B. p. 5–44. Beograd.
- MILOVANOVIĆ, D. 1968: Osnovne karakteristike konzervacije metaličnih mineralnih sirovina u SFRJ. — Rud. i met. T. XIX. No. 11, p. 253–262. Beograd.

- NATEVIĆ, L.J., ŽIVALJEVIĆ, T., BURIC, P. 1966: Geologija ležišta boksita na Viduši planini u jugoistočnoj Hercegovini. — Geološki glasnik, No. 11, p. 433–438. Sarajevo.
- PAVIĆ, A. 1963: Position stratigraphique des gisements des bauxites sur le territoire du Monténégro. — Symposium sur les bauxites ox. hydrox. d'aluminium, Zagreb 1963. T. I. p. 265–274. Zagreb.
- PAVIĆ, A. 1967: Geologija Stare Crne Gore. — Geološki glasnik, No. V, p. 9–64. Titograd.
- PAVIĆ, A. 1968: Similarities and differences in the geologic manner of occurrence of white and red bauxites in Crne Gore. — Travaux Comité int. baux. ox. hydrox. d'aluminium. No. 5, p. 37–44. Zagreb.
- PAVLOVIĆ, S., PROTIĆ, M. 1957: Mineraloška ispitivanja boksita Crne Gore. — II. Kongres geologa SFRJ, Sarajevo. 1957., p. 297–310. Sarajevo.
- PAVLOVIĆ, S., PROTIĆ, M. 1964: Variations de la composition des bauxites de Crna Gora en relation avec les conditions de leurs formations. — Symposium sur les baux. ox. hydrox. d'aluminium, Zagreb 1963. T. I., p. 81–92. Zagreb.
- PETRASCHEK, W. E. 1956: Fragen der Art und Entstehung ostmediterranen Bauxitlagerstätten. — Erzmetall. T. IX. p. 368–370. Stuttgart.
- PETRONIO, M. 1929: L'aluminio metallo dell'avenire. Le bauxiti istriane. — Riss. min. e metal. italiana, ann. XXXV, vol. LXIX, No. 5. p. 65–74. Roma.
- PLENČAR, M. 1955: Oolitni boksiti v kredi na Primorskem. — Geologija, T. 3. p. 198–203. Ljubljana.
- POLLEY, A. 1909: Der Bauxit und sein Vorkommen in Istrien. — Montan. Zeitung., T. XVI, p. 26–27. Graz.
- POLŠAK, A. 1965: Stratigrafija jurskih i krednih naslaga srednje Istre. — Geološki vijesnik Institut za geol. istraž. T. 181, p. 167–187. Zagreb, (1963).
- PROTIĆ, M. 1966: Quelques caractéristiques au point de vue de composition des bauxites blanches de Crne Gore en Yougoslavie. — Travaux Comité int. baux. ox., hydrox. d'aluminium, No. 2, p. 1–6. Zagreb.
- RADOIČIĆ, R. 1964: Mikropaleontološke odlike i stratigrafska korelacija nekih jurskih stubova spoljasnih Dinarida. — Nafta, No. 10, p. 1–10. Zagreb.
- RADOIČIĆ, R. 1966: Biostratigrafija povlatne serije bijelog boksita u Bijelim Rudinama (zapadna Crne Gore). — Prvi Kolokvij o zunanjih Dinaridih, Ljubljana J. I, p. 107–112.
- RADOIČIĆ, R., PEJOVIĆ, D. 1969: Stratigrafski položaj boksita u Grebničkim planinama. — Treći Simpozij o Dinaridima, Zagreb. 225–234.
- RADOIČIĆ, R., VUJISIĆ, T. 1969: Korelacija litostratigrafskih stubova boksitonosnog područja zapadne Crne Gore. — Ibid. 235–246.
- RAFFAELLI, P., SAKAČ, K. 1963: The results of recent explorations of triassic high-silicious bauxites of Gragin brijeg, Lika. — Bull. Sc. Cons. Acad. RSF. Yougoslav. T. 8, No. 1–2, p. 4–5. Zagreb.
- RATTO, F. 1920: Contributo allo studio della bauxiti dell'Istria e della Dalmazia. — La miner. Italiana, ann. IV. No. 3–4, p. 87–92. Roma.
- RUBEŽANIN, D., KRKOVIĆ, D. 1965: Geologija boksitonosnog terena jugozapadnog dela starocrnogorske karsne površine. — Geološki glasnik. T. IV. p. 27–54. Titograd.
- SAKAČ, K., JELINIĆ, I. et JUNGSMANN, E. 1964: On finding diaspore in the bauxite of upper Cretaceous age in the Mijačica deposit in Western Bosnia. — Bull. Sc. Cons. Acad. RSF Yougosl. T. 9. No. 1–2. p. 9. Zagreb.
- SANNA, F. 1920: Notizie dei gisamenti di bauxite in Istria. — Boll. Fed. min. ital. ann. II., No. 5–7. p. 117. Roma.
- SCHWARZ, F. 1932: Sulla bauxite istriana. — Revista «Aluminio», 10. fasc. 3, p. 160–165. Milano.
- SLIŠKOVIĆ, T., LUBURIĆ, P. 1964: Stratigraphische Lage des Bauxites in der Herzegovina und in SW Bosnien. — Bull. Sc. Cons. Acad. RSF. Yougosl. T. 9. No. 1–2. p. 6–7. Zagreb.
- ŠČAVNIČAR, S., TRUBELJA, F. et SIJARIĆ PLEHO, G. 1968: Mineralogical and chemical properties of Herzegovinian Bauxites. — Travaux Comité int. baux. ox. hydrox. d'aluminium, No. 5, p. 45–62. Zagreb.

- TOLIĆ, LJ. 1954: Boksitna ležišta otoka Paga. — *Geološki vijesnik*, T. V–VII, p. 373–76. Zagreb.
- TRUBELJA, F. 1964: Kemizam hercegovačkih boksita. — *Symposium sur les baux. ox., hydrox. d'aluminium*, Zagreb 1963. T. II, p. 189–196. Zagreb.
- TRUBELJA, F., SIJARIĆ PLEHO, G. 1965: Gallium dans les bauxites d'Herzegovine. — *Travaux Comité int. baux. ox., hydrox. d'aluminium*, No. 1, p. 19–20. Zagreb.
- VASILJEVIĆ, R. 1968: Stratigrafski položaj mineraloške i fizičko-hemijske karakteristike ležišta boksita u području Jajca. — *Geološki glasnik*, T. 12, p. 273–284. Sarajevo.
- VILAVSKI, S., VLAHINIĆ DJEKIĆ, K. 1963: Geologija Gole planine severoistočno od Jajca (Zapadna Bosna). — *Ibid*, T. 7, p. 69–80. Sarajevo.
- VLAHOVIĆ, V. 1965: Stratigrafski položaj boksita u području sliva Gronje Zete. — *Geološki glasnik*, T. IV., p. 79–86. Titograd.
- VUCETIĆ, S. 1957: Bauxitbergbau in Jugoslavien. — *Glückauf* T. 93, No. 25–26., p. 725–757. Essen.
- VUKOVIĆ, V. 1964: Šta su pokazala dosadašnja istraživanja na bijelim boksitima Crne Gore. — *Zbornik radova Saveza inž. i tehn. rudara, geologa i metalurga Crne Gore*, T. 1. Nikšić.
- ŽIVALJEVIĆ, T. 1963: Geološki sastav i tektonska gradnja jugoistočnih padina Grmeč planine u severozapadnoj Bosni. — *Geološki glasnik*, T. 8., p. 85–94. Sarajevo.
- ŽIVALJEVIĆ, T. 1966: Geološke karakteristike boksitonosnog terena Suvaja–Vojevac kod Bosanske Krupe (SZ Bosna). *Ibid*, T. 11. p. 389–402. Sarajevo.
- ŽIVALJEVIĆ, T., BURIĆ, P. 1964: Geološki sastav i tektonska gradnja boksitonosnog terena Crnih lokava u Hercegovini. — *Ibid*, T. 10, p. 109–118. Sarajevo.

ALEKSANDAR GRUBIĆ

*Faculté de Géologie et des Mines
Université de Beograd
Džusina 7 Beograd,
(Yougoslavie)*

BAUXITE IN SLOWENIEN

von

S. BUSER und E. LUKACS
(Jugoslawien)**EINLEITUNG**

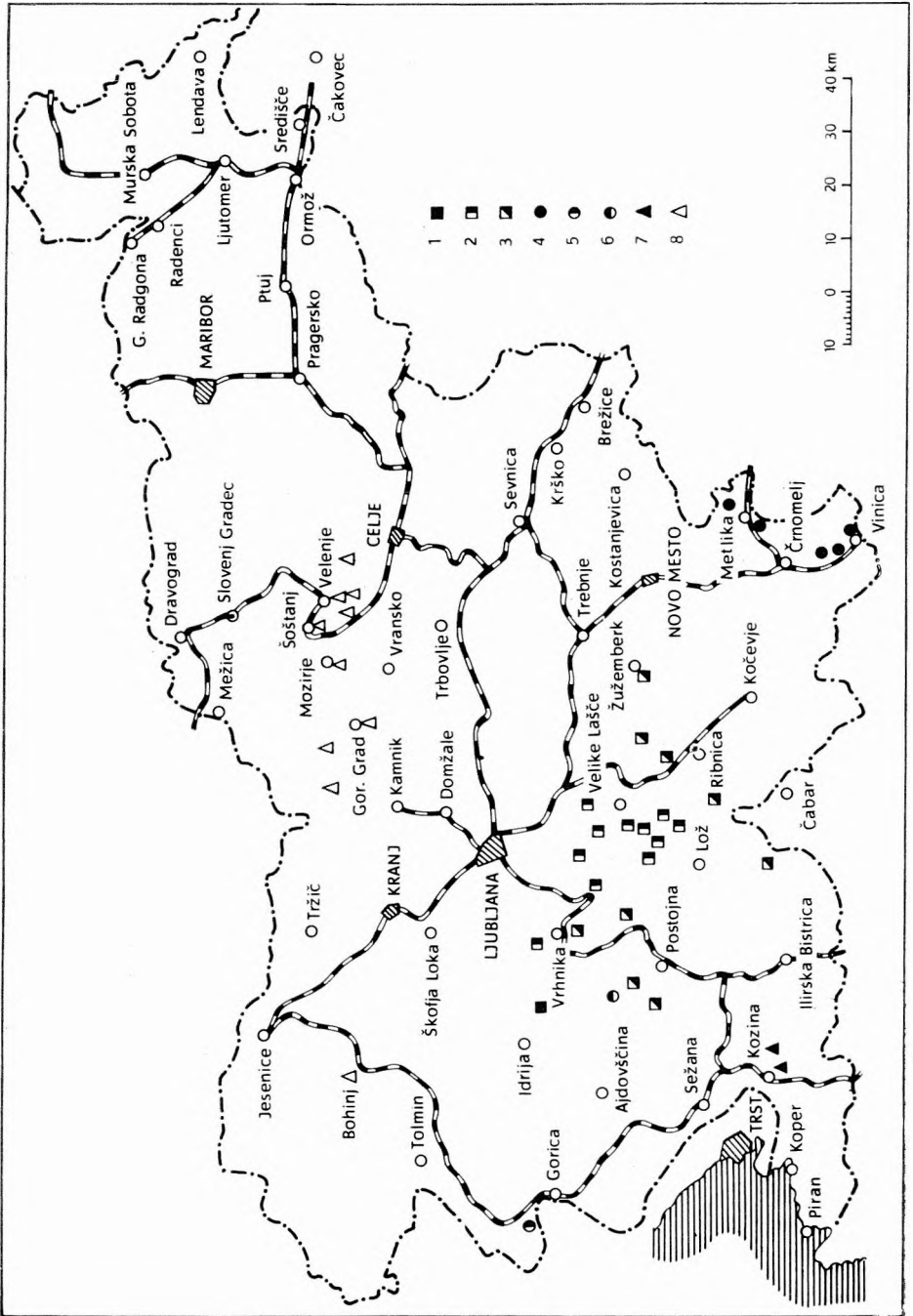
Bauxite wurden in Slowenien schon vor mehr als hundert Jahren entdeckt. Einige Zeit wurden sie nach der Ortschaft Bohinj (Wochein auf Deutsch) Wocheinit benannt, und erst nach späteren Untersuchungen wurden sie dem eigentlichen Bauxit angegliedert. Mit dem Bauxit aus Bohinj wurde das noch heute benützte Bayerische Verfahren für Gewinnung von Tonerde eingeführt.

Die Bauxite haben ihre grösste Verbreitung im mittleren Raum des südlichen Sloweniens. Ganz abgesehen kommen sie im Gebiet der Steiner und Julischen Alpen vor und in ihrem Vorgebirge. Die letztgenannten Vorkommen bilden die nördlichst liegenden bekannten Bauxitvorkommen im alpin-dinarischen Raume. Der Entstehungsweise und dem Vorkommen nach können alle slowenischen Bauxite unter die typischen Karstbauxite eingliedert werden.

Angesichts mehrerer Bauxithorizonte sind die slowenischen Bauxite für die wissenschaftliche Untersuchung sehr wichtig. Wegen ihrer schlechteren Qualität und kleineren Reserven sind sie aber zur Zeit wirtschaftlich weniger interessant. Bauxite guter Qualität sind zumeist schon abgebaut, und gegenwärtig werden in Slowenien keine Bauxite gewonnen.

Als Ausgangsmaterial der Karstbauxite diente das tonige Material, entstanden bei der Verwitterung und Auslaugung der sedimentären, magmatischen und metamorphen Gesteine. In unserem Fall überwiegt der Anteil an unlöslichen Rest der Kalke und Dolomite. In letzterer Zeit haben verschiedene Forscher festgestellt, dass dieser Rest in verschiedenen Karbonatgesteinen mit 11% und nicht nur mit bis 2% vertreten ist, so wie man es vorher glaubte. Das Resultat dieser Prozesse hängt von vielen Faktoren und Umständen ab, so zum Beispiel vom Klima, von der Dauer der Festlandsphase, Morphologie der Oberfläche und der Höhe über dem Meeresspiegel, und von den physikalisch-chemischen, geochemischen, biochemischen und anderen Faktoren.

Bei der Entstehung der Mehrzahl der slowenischen Bauxite kann man die Theorie annehmen, dass sie aus Terra rossa entstanden sind, mit Möglichkeit der zusätzlichen Anreicherung mit der Tonsubstanz aus anderen Gesteinen. Auch die rezente Terra rossa stellt eine typische Anhäufung von Verwitterungs-



resten der Kalke und Dolomite dar, die teilweise die Vorstufe der Bauxit-Formation schon überschritten haben. Ihre chemische Zusammensetzung spiegelt einen gewissen Gleichgewichtszustand mit den heutigen klimatischen Verhältnissen wider.

Bei Bauxiten im Gebiet der Steiner und Julischen Alpen spielte aber neben der Terra rossa auch die Zufuhr des Verwitterungsmaterials der Magmasteine eine wichtige Rolle. Interessant ist die Auffassung von DITTLER und KÜHN (1933), die die Entstehung dieser Bauxite mit vulkanischer Tätigkeit deuteten.

Eine weitere Frage betrifft das Zustandekommen von Bauxitlagerstätten in ihrer gegenwärtigen Form. Auf Grund der geologischen Untersuchungen von bauxitführenden Gesteinen kann man auf die paläogeographischen Verhältnisse der Entstehung der Bauxite schliessen. Für die Feststellungen bezüglich des Paläoklimas dienen uns aber die fossilen Reste der Flora und Fauna, Mineralien und die sedimentären Gesteine. So z. B. weisen mächtige Serien der Kalke im Hangenden und im Liegenden mit ihren charakteristischen fossilen Resten auf ein heisses Klima hin. Mineralogisch sind aber die Kaolinmineralien wichtige Klimaindikatoren.

Die Prozesse des Wiederabsatzes und der Diagenese des Bauxitmaterials bilden die zweite Etappe in der Formierung von Bauxitlagerstätten. Das Verwitterungsmaterial wird konstant mit dem fliessenden Wasser abgetragen. Man kann schliessen, dass das ursprüngliche Material in günstige paläomorphologische Formen im dispersen, beziehungsweise kolloiden Zustand zugeführt wurde, und zwar bei der erhöhten hydrodynamischen Aktivität. Das begünstigte eine aktive Migration des Al_2O_3 und anderer Sesquioxyde, besonders Fe_2O_3 , und die Entstehung der Ooiden. Ooide mit ihrer konzentrischen Beschaffenheit und mit der Gelstruktur entstanden als eine kolloide chemische Bildung. Mechanisch sind aber Pisolite und die brekziös-konglomeratische Serien entstanden. Es besteht aber auch die Möglichkeit, dass die Ooide im Ton selbst entstanden sind, ohne Beteiligung grösserer Wassermengen. In pliozän-pleistozänem roten Ton bei Grosuplje, das ein Verwitterungsprodukt der Karbonatgesteine ist und grösstenteils auf dem Entstehungsplatz liegt, wurden schöne Exemplare harter Ooide gefunden. In der Umgebung von Šmihel wurden aber in tonigen Konkretionen schlecht gebundene harte Ooide entdeckt (BUSER-LUKACS, 1966).

In Slowenien kommen Bauxite in acht stratigraphischen Horizonten vor, und zwar befinden sich fünf in mesozoischen Schichten, und zwei liegen auf mesozoischem Liegenden. Im Hangenden hat einer paleozäne und der andere oligozäne Sedimente. Die Ursache dieser Mannigfaltigkeit liegt vor allem in der Tatsache, dass der slowenische Raum im Mesozoikum ein seichtes synklinales Gebiet der mediterranischen Geosynklinale war, überflutet mit einem flachen,

Fig. 1. Bauxitlagerstätten in Slowenien

1. Bauxit zwischen anisichem Dolomit und unterladinischen Klastiten, 2. Bauxit zwischen oberladinischen und karnischen Schichten, 3. Bauxit zwischen dem unteren und oberen Malm, 4. Bauxit zwischen der unteren und oberen Kreide, 5. Bauxit im Turon, 6. Bauxit zwischen dem Turon und Senon, 7. Bauxit zwischen den turo-nisch-senonischen Kalken und dem Paleozän, 8. Bauxit zwischen dem oberladinischen und oligozänen Kalkstein

aber weitem Meer. Häufige epirogenetische und orogenetische Prozesse verursachten mehrere Oszillationen des Meeresbodens. So entstanden kleinere oder grössere Festlandsflächen. Auf der Oberfläche dieser Festländer, die eine kürzere oder längere Zeit bestanden, entwickelte sich in günstigen Bedingungen die Bauxitmaterie.

Die mineralogische Zusammensetzung der typischen Exemplare slowenischer Bauxite bestimmte vor einigen Jahren GY. BÁRDOSY, dem wir dafür bei dieser Gelegenheit unseren herzlichsten Dank sagen möchten. Alle mineralogische Angaben in der vorliegenden Arbeit verdanken wir seinen Untersuchungen.

BAUXIT ZWISCHEN DEM ANIS UND DEM UNTEREN LADIN

Der älteste Bauxithorizont in Slowenien wurde beim Tiefbohren nach Quecksilbererz beim Dorfe Zavratac, 6 km östlich von Idria entdeckt. Nahe der Bohrung ist ein 350 m langer und 2 bis 3 m mächtiger Bauxitaufschluss bekannt. Unmittelbar auf dem Bauxit liegt eine 1,2 m mächtige Schicht eines unterladinischen, rötlichen, feinkörnigen Sandsteins. Weiter aufwärts wechseln sich Sandsteine und dolomitische Konglomerate. Das Hangende des Bauxites ist eine marine Bildung.

Das Liegende ist mit einem anisischen hellgrauen geschichteten Dolomit vertreten. An der Grenze zwischen der Bauxitschicht und dem Hangenden ist kein typisches Karstrelief bemerkbar. Es scheint, dass dieser Kontakt leicht gewellt ist. Die stratigraphische Lücke zwischen dem Anis und unteren Ladin ist mit dem Bauxithorizont angedeutet, und noch mehr mit den typischen transgressiven Gesteinen (Brekzie, Konglomerat und Sandstein). Obgleich die Lücke scharf ist, ist sie aber nicht gross, was das Alter anbetrifft.

Aus den unterladinischen Sedimenten, die unmittelbar auf dem Anis oder dem Bauxit liegen, kann man auf eine schnelle Transgression schliessen. Die Bauxitmaterie wurde wahrscheinlich von der Wellentätigkeit angegriffen und schnell im Meereswasser aufgelöst. Hie und da wurde diese Materie verhältnismässig rasch abgelagert und bildete die gegenwärtigen Bauxitkörper. Der grösste Teil der Bauxitmaterie verblieb aber länger im Kolloidzustand und sedimentierte langsamer. Heute kann man diese Materie im rötlichen tonigen Bindungszement der hangenden Sandsteine und Konglomerate finden.

Der Bauxit erscheint in einer langen und dünnen Linse, die sich horizontal auskeilt. Wie es bisher festgestellt werden konnte, tritt er nur an diesem Ort auf. Der Bauxit ist rot mit dunkelgrauen Ooiden von 0,5 mm Durchmesser. Unter dem roten Bauxit wurde noch 11,6 Meter eines grauen körnigen Gesteines gebohrt, das viel Schwefelkies enthält, der chemischen Zusammensetzung nach aber nahe dem Bauxit liegt. Die chemische Analyse gab die folgende Zusammensetzung:

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO	MgO	Glühverlust
40,28%	17,17%	26,96%	1,2%	1,23%	1,85%	11,26%

BAUXIT ZWISCHEN DEM OBEREN LADIN UND DEM KARN

Zwischen diesen stratigraphischen Horizonten befinden sich die zahlreichsten und ausgedehntesten Bauxitvorkommen in Slowenien. Die wichtigsten liegen bei Podlipa, Borovnica, Rakitna, Velike Bloke, Sodražica, Iška, Turjak und Velike Lašče.

Der Bauxit erscheint in einer Schicht, die linsenartig an Mächtigkeit zunimmt und sich wieder auskeilt, oder weist unregelmässige Formen auf. Die Mächtigkeit der Bauxitschicht schwankt zwischen 0,5 und 10 Meter, und erreicht ausnahmsweise sogar 23 Meter. Die häufigste Mächtigkeit beträgt 2 bis 3 Meter. Die Länge der Bauxitschicht dem Streichen entlang beträgt einige hundert Meter, und in Ausnahmefällen sogar vier Kilometer.

Das Liegende des Bauxits ist mit oberladinischen grobkörnigen Dolomit oder mit Eiploporenkalk vertreten. Der Kontakt zwischen dem Liegenden und dem Bauxit ist mehr oder weniger glatt. Nachfüllungen des Karstreliefs wurden nicht bemerkt. Reste des Karstreliefs wurden in oberladinischen Karbonatgesteinen unmittelbar unter den karnischen Schichten gefunden, wo aber der Bauxithorizont nicht entwickelt ist. Meistens liegt der Bauxit unmittelbar auf dem Dolomit oder Kalk. In einigen Fällen wurden unter dem Bauxit dünnere Schichten von Tuff, Tuffit oder Schiefertone bemerkt, die auf dem oberladinischen Dolomit und Kalkstein liegen.

Während der Transgression ist wahrscheinlich die Terra rossa, beziehungsweise die Bauxitmaterie in den Kolloidzustand übergegangen und wurde später in tieferen Meeresräumen abgelagert. Ein Teil der Bauxitmaterie wurde vom Festland durch das fliessende Wasser abgetragen und ins Meer geschwemmt. Ein Beweis für den primären und sekundären Absatz des Bauxits im Meer bieten zahlreiche Schichten von ooidischem und pisolitischem Bauxit, eingelagert zwischen den Schichten des amorphen Bauxit. Neben der Bauxitmasse wurde am Meeresboden auch der Tonschlamm abgelagert, was die tonigen und schiefer-tonigen Einschlüsse in der Bauxitschicht beweisen. Nur an wenigen Orten verblieb wahrscheinlich die Bauxitmaterie in primärer Lage, und wurde später mit den Ablagerungen des transgredierenden karnischen Meeres überdeckt.

Das unmittelbare Hangende des Bauxits ist mit karnischem rötlichen Schiefertone und Sandstein mariner Herkunft vertreten. Aufwärts wechseln die beiden Gesteine mit Brekzien, Konglomeraten, Tuffen, Tuffiten und seltener auch mit Kalken.

Die stratigraphische Lücke zwischen dem Liegenden und dem Hangenden ist zweifellos. Sie ist schon mit dem Bauxithorizont beweisbar, an vielen Orten, wo der Bauxithorizont nicht entwickelt ist, beginnen aber die karnischen Schichten mit Transgressionsbrekzien, Konglomeraten und Sandsteinen.

Der Bauxit ist rot, bräunlich und zuweilen auch grünlich. Der graue Bauxit enthält grössere Mengen von Schwefelkies. Der Struktur nach unterscheidet man ooidische, pisolitische und amorphe Bauxite. Bei den ooidischen Bauxiten erreichen einzelne Ooide bis zu 2 mm Durchmesser.

Die Qualität und die Zusammensetzung schwanken sehr in der lateralen und in der vertikalen Richtung, und zwar Al_2O_3 von cca 35% bis zu 61%, und SiO_2 von 4 bis zu 30%. Einige charakteristische chemische Analysen:

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MgO + CaO	Glühverlust %
Podlipa:	57,06 48,97 43,31 40,00	20,74 15,28 19,19 13,70	8,69 21,41 16,76 13,96	1,55 1,20 1,25 1,15	0,16 1,12 1,70 1,54	11,75 12,20 17,58 12,02
Velike Bloke:	64,30	16,10	4,70	1,60	0,55	12,10
Velike Lašče:	41,36 49,84 57,29	8,34 16,41 12,41	35,85 19,26 15,55	1,15 1,45 1,60	0,36 0,49 0,16	12,86 12,56 13,02
Rakitna:	53,25	17,27	13,33	2,08	—	12,67
Kopitov grič:	47,10	27,97	12,70	2,30	—	11,37

Die mineralogische Zusammensetzung des roten Bauxites aus Podlipa ist die folgende:

Boehmit 50–60%, Diaspor 1–5%, Kaolinit 10–20%, Hämatit 20–28%, Anatas 1,5–2,0%, Rutil 0,5–1,0%.

BAUXIT IM MALM

Malmboxite findet man im Gebiet von Hrušica, Nanos, Rakek, Ilva gora, Čušperk, Mala gora, Ambrus und westlich von Žužemberk. An einigen wenigen Orten kommen sie auch im Raume von Snežnik vor.

Der Bauxit ist in Linsen entwickelt, die einige bis 200 Meter lang, bis zu 80 Meter breit und 1 bis 3 Meter mächtig sind. Obgleich die horizontale Ausdehnung der bauxitführenden Linie bedeutsam ist, sind die vorhandenen Massen viel geringer als die des karnischen Bauxites.

Das Liegende ist mit hellgrauem dichten oder ooidischen Kalk des unteren Malm (Oxford—unterer Kimmeridge) vertreten. Zuweilen wurden Fälle beobachtet, dass sich der Bauxithorizont lateral auskeilte und durch Kalkbrekzien mit Bauxitbindemittel ersetzt wurde.

Das unmittelbare Hangende ist seltener ein süßwasser-brackischer dunkelgrauer Kalk mit zahlreichen *Characeen*-Oogonien. Die Mächtigkeit dieses Kalkes beträgt einige Zentimeter bis zu einige Metern. Häufiger ist aber das Hangende mit grauen Kalkstein mit Algen *Chlypeina jurassica* FAVRE vertreten; es handelt sich also um marine Fazies. Zuweilen wurde unmittelbar über dem Bauxit eine dünnere Schicht von Kalkbrekzie mit Bauxitzement beobachtet. Aufwärts folgt aber überall (auch über dem limnisch—brackischen Kalk) Kalkstein in Abwechselung mit Dolomit, die die schon erwähnte Gattung der marinen Algen enthalten.

Der grösste Teil der Bauxitmaterie wurde während des Ablaufes der Transgression im Wasser aufgelöst und später in muldenförmigen Vertiefungen des Paläoreliefs wieder abgesetzt. Ein Teil der Bauxitmaterie verblieb am Ort ihrer Entstehung, und der andere wurde vom Lande durch das fließende Wasser ins Meer abgetragen. Die Transgression war langsam, und entwickelte sich durch die Entstehung der Lagunen und littoralen Seen, die später vom Meer überflutet wurden.

Die Schichtlücke zwischen dem Hangenden und dem Liegenden ist gering. Sie ist mit dem Bauxithorizont angedeutet, sowie mit der lithologischen Veränderung im Hangenden und mit der Erscheinung der schon erwähnten Kalkalgen, die nirgends im Liegenden zu bemerken sind.

Der Bauxit ist braun, rot und gelblich, und sehr ähnlich jenen, der zwischen oberladinischen und karnischen Schichten vorkommt. Dem Gefüge nach kann man amorphe und ooidische Varietäten unterscheiden. Die beiden wiederholen sich mehrmals in der Schichtenfolge.

Die Qualität des Malmbauxites schwankt ziemlich. Der Gehalt an Al_2O_3 variiert von 45 bis 60%, und an SiO_2 von 9 bis 28%. Einige charakteristische chemische Analysen zeigen die folgenden Resultate:

	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	TiO_2	$\text{MgO} + \text{CaO}$	Glühverlust
Žužemberk	49,18	18,92	17,30	1,65	0,93	12,25
Hrušica	53,85	11,88	17,46	1,74	1,26	13,36
	61,70	5,20	15,23	2,05	1,38	13,65
	51,49	19,71	13,60	1,60	0,94	12,17

Die mineralogische Zusammensetzung des roten Bauxits aus Žužemberk ist die folgende:

Boehmit 35–45%, Kaolinit 4–8%, Illit 12–20%, Hämatit 19–27%, Anatas 1,5–2,0%, Rutil 0,5–1,0%.

Interessant ist die Anwesenheit von Illit, was eine Seltenheit bedeutet, und auf besondere Bedingungen bei der Entstehung hinweist.

BAUXITE ZWISCHEN DER UNTEREN UND DER OBEREN KREIDE

Diese Bauxite kommen im Gebiete zwischen Metlika und Vinica im südöstlichen Slowenien vor. Die umfangreichsten Vorkommen befinden sich bei den Ortschaften Hrast und Perudina.

Die Bauxitkörper füllen große alte Karst-dolinen. Die bei Hrast haben die Form eines grossen Kegels, und die von Perudina einer dicken Linse. Die Länge des grössten Körpers beträgt rund 150 Meter, die Breite 90 Meter und die Mächtigkeit von 1 bis 25 Meter.

Das Liegende ist ein hellgrauer bis weisser dichter geschichteter Kalk, der wahrscheinlich der unteren Kreide zuzuschreiben ist. Es wurde festgestellt, dass unter dem Bauxit eine 0,5 Meter dicke Schicht von Kalkbrekzie mit bauxit-tonigem Zement liegt.

Das unmittelbare Hangende ist ein hellgrauer geschichteter Kalk, der seltene Reste von pachyodonten Muscheln enthält; es handelt sich also um eine marine Bildung. Das Alter des Kalkes konnte nicht genauer festgestellt werden; vielleicht gehört er der oberen oder noch der unteren Kreide an. Aufwärts ändert sich die lithologische Zusammensetzung nicht. Die Schichtlücke (wenn sie überhaupt vorhanden ist) zwischen dem Liegenden und dem Hangenden konnte nicht genauer nachgewiesen werden, weil uns die genaueren Altersbestimmungen fehlen.

Der Bauxit ist rötlichbraun. Meistens ist er amorph, es gibt aber auch pisolitische und ooidische Varietäten. Im Bauxitkörper wurde die wahre Schichtung festgestellt, sowie die Veränderlichkeit der chemischen Zusammensetzung in der vertikalen Richtung. Im Bauxit gibt es einige dünne Lagen von Schieferton der Radiolarien enthält. Zwischen den Schichten des amorphen Bauxits findet man Lagen mit grossen Bauxitpisoliten und grösseren Bauxitfragmenten, die den Rollsteinen ähneln. Die erwähnten Erscheinungen weisen auf die Möglichkeit hin, dass dieser Bauxithorizont einen umgelagerten, vielleicht malmischen Bauxit vorstellt. Möglicherweise wurde die Bauxitmaterie in Kreidekalke angeschwemmt, und ist folglich kein selbstständiges Verwitterungsprodukt der Festlandsphase zwischen der unteren und der oberen Kreide.

Die Qualität des Bauxits der Mächtigkeit nach schwankt sehr. Das ist die Folge der schiefertönigen Beimischungen, die man aber mit dem Waschen beseitigen könnte.

Die chemische Zusammensetzung ist die folgende:

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO + MgO	Glühverlust %
42,10	25,60	4,16	4,65	0,32	23,02

Die Hauptträger des Eisens sind dunkelbraune, bis 10 mm grosse Pisoliten, die nur schwach mit der amorphen bauxitischen Grundmasse gebunden sind. Die chemische Zusammensetzung dieser Pisolite ist wie folgt:

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO + MgO	Glühverlust %
36,88	36,86	3,22	1,82	0,36	20,88

BAUXIT IM UNTEREN TURON

Am südwestlichen Hange des Berges Sabotin, nördlich von Gorica, befindet sich ein kleineres Bauxitvorkommen in turonischen Kalken. Der Bauxit erscheint hier in Form einer einige Meter langen und zwei Meter dicken Linse.

Das Liegende der Bauxitlinse ist ein geschichteter unterturonischer Rudistenkalk, der auch Capriniden enthält. Das unmittelbare Hangende ist ein hellgrauer Kalkstein mit zahlreichen Rudisten, also eine typische marine Bildung. Weiter aufwärts folgt eine sehr mächtige Serie ähnlicher turonischen Rudistenkalke. Die Schichtlücke zwischen dem Liegenden und dem Hangenden ist nicht zu beobachten. Der Bauxit wurde wahrscheinlich aus einem alten Bauxitvorkommen in das Turonkalk eingeschwemmt. Wahrscheinlich kam es überhaupt nicht zu einer Unterbrechung der Sedimentation und zum Aufkommen der Festlandsflächen.

Im unteren Teil der Linse ist der Bauxit bräunlich rot, und im oberen gelblich. Beide Varietäten haben ooidische Struktur.

Die chemische Zusammensetzung des Bauxits ist die folgende:

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO	MgO	Glühverlust %
brauner Bauxit	65,96	5,09	12,50	1,55	0,14	0,19	14,52
gelber Bauxit	48,48	3,92	19,13	1,65	15,40	—	21,90

BAUXIT ZWISCHEN DEM TURON UND DEM SENON

Zwischen Trševje und Nadrt im Berge Hrušica befindet sich ein längerer Bauxit-Horizont zwischen dem Turon- und dem Senonkalk. Der Bauxit kommt in dünnen Linsen vor, die manchmal in eine dünne Schicht übergehen. Bei Nadrt wurde eine einige Dezimeter dicke Schicht mehrere Kilometer weit verfolgt.

Das Liegende des Bauxitniveaus ist ein hellgrauer Rudistenkalk, überlagert mit einer dünneren Schicht der Kalkbrekzie, die das unmittelbare Liegende des Bauxithorizontes bildet.

Das unmittelbare Hangende des Bauxites bildet eine dünne Schicht einer Ablagerungskalkbrekzie oder brekziösen Kalkes. Über der Brekzie oder dem brekziösen Kalk folgt der senonische Rudistenkalk. Die Schichtlücke zwischen dem Liegenden und dem Hangenden besteht, und sie ist mit der Schicht der Ablagerungsbrekzie angedeutet, und schliesslich mit dem Bauxithorizont selbst. Wahrscheinlich ist diese Lücke nicht sehr gross.

Der Bauxit ist gelb und violett, und fast immer ooidisch. Chemische Analysen einiger charakteristischen Proben zeigen die folgende Zusammensetzung:

Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MgO + CaO	Glühverlust %
61,89	12,57	7,55	2,05	—	15,87
58,10	9,70	18,10	—	0,78	14,17

BAUXIT ZWISCHEN TURON—SENONISCHEN UND PALEOZÄNEN SCHICHTEN

Am nördlichen und südlichen Flügel der Materija-Antiklinale kommt ein Bauxithorizont in einer rund 40 Kilometer langen Ausdehnung zwischen Podgrad, Brezovica, Kozina und Slavnik zutage. Die wichtigsten Bauxitaufschlüsse findet man bei Brezovica und Kozina, wo man sie auch mit geologischen, montanistischen und geophysikalischen Methoden untersucht hat.

Der Bauxit kommt in Ausfüllungen flacher alter Dolinen, Abgründen und zahlreicher Klüften vor. Man findet ihn auch in dünnen langen Linsen und Schichten, die einzig wichtig und interessant sind. Solch einer ununterbrochenen Schicht wurde südlich von Kozina nachgespürt, wo ihre Länge rund 200 Meter beträgt, bei einer durchschnittlichen Dicke von einem Meter.

Das Liegende ist mit einem hellgrauen Rudistenkalk vertreten, der grösstenteils turonisch ist, zum Teil aber vielleicht auch senonisch. Das unmittelbare Hangende des Bauxits ist der dunkelgraue paleozäne Cosinakalk. Im Kalke treten zahlreiche *Characeen*reste und brackische *Mollusken* auf; er ist also lakustrisch-lagunärer Entstehung. Aufwärts folgen Kalke ähnlicher lithologischer Zusammensetzung und Ursprunges.

Der liegende Kreidekalk ist stark verkarstet unter dem Bauxit oder unter dem paleozänen Kalk, wo Bauxit nicht anwesend ist. Im Kalke sind unregelmässige Karstdolinen ausgebildet, untiefe Abgründe und zahlreiche tiefere Klüfte. Diese Karstbildungen des Paläoreliefs sind mit der Bauxitmasse ausgefüllt.

Die stratigraphische Lücke zwischen dem Hangenden und dem Liegenden liegt an der Hand, weil ja das Ganze, oder wenigstens der grösste Teil der Senonschichten fehlt, sowie auch der untere Teil des paleozänen Cosinakalkes. Die Meeresstransgression war langsam. In der Festlandsphase, die im oberen Senon zur Geltung kam, entstand die Terra rossa, die grösstenteils in primärer Lage verblieb oder in niedrigere Gebiete des gebildeten Karstreliefs übertragen wurde. Die Terra rossa oder die schon entstandene Bauxitmasse wurde dann im Paleozän von süsswasser-brackischen Kalken überdeckt. Der Bauxit wurde wahrscheinlichweise nicht im Wasser abgesetzt, oder vielleicht nur ein geringerer Teil davon.

Der Bauxit ist im Gegensatz zu den nahe gelegenen istrianischen Bauxiten, die aber anderen Alters sind, härter und scharfkantig, was aber keineswegs ein Zeichen schlechterer Qualität ist. Der Bauxit ist typisch rötlich, gelb, grau, oft aber auch bläulichgrau mit seltenen braunen Ooiden und Pisoliten.

Die chemischen Analysen zeigen die folgende Zusammensetzung:

Bauxit	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	MgO + CaO	Glühverlust %
bläulichgrauer	70,2	9,4	2,4	3,0	0,3	14,5
roter	65,8	7,3	9,1	3,0	0,2	14,3
gelber	54,3	22,5	5,4	2,6	0,2	14,7
gelber	57,5	14,8	10,8	2,4	0,3	13,6
graugelber	63,6	10,4	8,3	2,9	0,2	14,3

Charakteristisch für diese Bauxite ist der durchschnittlich geringe Gehalt an Fe₂O₃ und ein hohes Prozent an Al₂O₃.

Die mineralogische Zusammensetzung zeigt die folgenden Mineralien: Boehmit 79–89%, Kaolinit 2–6%, Goethit 6–10%, Anatas 1,5–2,5%, Rutil 0,8–1,2%.

BAUXIT ZWISCHEN DEM MITTELTRIAS UND DEM OLIGOZÄN

Bauxite, die mit einem oligozänen Hangenden überlagert sind, kommen im Gebiete zwischen Slovenjgradec, Velenje und Gornji Grad vor. Weiter findet man sie in den Steiner Alpen zwischen Podvolovljek, Velika Planina und Kamniška Bistrica. In den Julischen Alpen treten sie in Bohinj auf.

Die Bauxitkörper füllen alte Karstdolinen und Abgründe, nirgends aber wurden Linsen oder Schichten entdeckt. Einzelne Körper enthalten bloss einige Zehn Tonnen von Bauxit, und liegen ziemlich weit voneinander entfernt, was das Auffinden von Körper erschwert, die mit dem Hangenden überdeckt sind und die nicht an der Oberfläche ausbissen.

Das Liegende des Bauxits ist meistens der oberladinische (Cordevol) *Diploporenkalk* oder Dolomit. In einigen Fällen liegt aber der Bauxit auf anischem Kalk und auf obertriassischem Dachsteinkalk.

Das unmittelbare Hangende des Bauxits ist am häufigsten der graue organogene mitteloligozäne Oberburger Kalk, der zahlreiche *Lithothamnien*, *Korallen* und *Ostreenschalen* enthält. Unmittelbar am Kontakt zwischen dem Hangenden und dem Bauxithorizont wurden im Bauxit schön erhaltene Kolonienkorallen gefunden. Die Räume zwischen einzelnen Korallenindividuen sind mit der bräunlich roten Bauxitsubstanz ausgefüllt. Stellenweise ist das

Hangende des Bauxites mit einem Mergel vertreten, der sich mit Sandstein abwechselt, und der den mitteloligozänen Sotzka-Schichten angehört, die gewöhnlich über die Oberburger-Schichten liegen. In Vranja peč bei Velenje liegen über dem Bauxithorizont Breccien, überdeckt mit Mergeln und Sandsteinen.

Die stratigraphische Lücke ist die grösste von den bisher beobachteten. Es war uns aber nicht möglich, das genaue Alter des Bauxits festzustellen, der ein Verwitterungsprodukt verschiedener Gesteine während einer sehr langen Festlandsphase ist.

Die Transgression des Oligozänmeeres war wahrscheinlich sehr schnell. Die Bauxitmaterie verblieb teilweise in ihrer Primärlage, ein Teil ist aber in den Kolloidzustand übergegangen und wurde dann im Meere abgelagert. Ein bedeutender Teil der Bauxitmaterie wurde auch vom Festland ins Meer abgetragen. Ins Meer wurde die Bauxitmaterie auch noch während der Ablagerung der Oberburg-Schichten transportiert. Im hangenden Kalke findet man nämlich die Bauxitteilchen noch sehr hoch über dem Hauptbauxitkörper.

Die Bauxite sind rötlichbraun, violett, gelb, gelbgrau und grünlich, mit dunkleren Pisolithen bis zu 5 mm Durchmesser.

Die Qualität des Bauxites ist ziemlich gut und beständig. Einige typische Analysen:

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO + MgO	Glühverlust	%
Vranja peč	59,76	19,19	5,21	3,00	0,54	12,32	
	61,89	20,51	2,29	2,20	1,10	12,10	
Velika planina	48,8	27,3	5,7	3,5	1,1	13,2	
	53,7	19,5	8,2	2,9	1,5	13,8	
	65,80	9,00	5,80	3,95	0,57	14,61	

Die mineralogische Zusammensetzung der Proben von Velika planina ist die folgende:

	hellgrüner Bauxit (%)	gelber Bauxit (%)
Diaspor	28–36	72–82
Kaolinit	8–14	5–15
Chlorit	40–50	2–8
Goethit	6–10	3–10
Anatas	2,5–3,5	3–4
Rutil	0,3–0,6	

Chemische Analysen der mineralogisch untersuchten Proben gaben die folgenden Resultate:

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	CaO + MgO	Glühverlust	%
hellgelber Bauxit	44,1	27,3	10,4	2,5	1,5	13,9	
gelber Bauxit	60,9	14,3	6,3	2,8	1,0	14,2	

Obleich von den Aluminiummineralien nur Diaspor anwesend ist, erhielt man aus diesem Bauxit im Laboratorium eine hohe Ausbeute an Tonerde.

LITERATUR

- BERCE, B. 1956: Pregled železnih nahajališč LR Slovenije. — Prvi jugosl. geol. kongres na Bledu, pp. 235–259. Ljubljana.
- BUSER, S., LUKÁCS, E. 1966: Rezultati novejših geoloških raziskav boksitov v Sloveniji. — Referati VI. svetovanja (Savez geol. društva SFR Jugoslavije), pp. 292–304. Ohrid.
- DITTLER, E., KÜHN, O. 1933: Die Genesis der Sanntaler Bauxite (Jugoslawien). — *Chemie d. Erde*, pp. 462–495. Jena.
- FLECKNER, A. 1866: Thonerdehydrat aus der Wochein. — *Verh. geol. R.A.*, pp. 11–12. Wien.
- GERMOVŠEK, C. 1954: Razvoj mezozoika v Sloveniji. — Prvi jugosl. geol. kongres na Bledu, pp. 35–44. Ljubljana.
- GRUBIĆ, A. 1963: The stratigraphic position of bauxites in the Yugoslav Dinarids. — *Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium*, pp. 51–71. Zagreb.
- JOHN, K. 1874: Vorkommen eines dem Wocheinit (Bauxit) ähnlichen Minerals in Kokorje. — *Verh. geol. R.A.*, pp. 289–290. Wien.
- JURKOVIĆ, J., SAKAČ, K., 1963: Stratigraphical, paragenetical and genetical characteristic of bauxites in Yugoslavia. — *Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium*, pp. 253–264. Zagreb.
- LILL, M., 1865: Thonerde-Eisenoxyd-Hydrat (Bauxit?) aus der Wochein. — *Österr. Zeitschr. f. Berg u. Hüttenwesen*, p. 280. Wien.
- PLENIČAR, M., 1955: Oolitni boksiti v kredi na Primorskem. — *Geologija* 3, pp. 198–203. Ljubljana.
- TIRINGER, J., 1954: Opis današnje situacije v nahajališčih boksita na ozemlju LR Slovenije. — *Rudarstvo i metalurgija* br. 6, pp. 1611–1613. Beograd.

STANKO BUSER und EGON LUKÁCS

*Geološki zavod
Ljubljana, Parmova 33.
(Jugoslavija)*

CENTRAL AND SOUTHERN ITALY CRETACEOUS BAUXITES

(STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY)

by

B. D'ARGENIO

(Italy)

INTRODUCTION

The present paper deals with the geology of the peninsular Italy cretaceous bauxites and is a first and partly provisional attempt to organize a large number of published and unpublished data in a coherent stratigraphic and paleogeographic scheme.

The geologic history of the central and southern Italy mesozoic carbonate platforms, when studied from a sedimentological and paleoenvironmental point of view, offers an interesting possibility to suggest and to control genetic mechanisms about the bauxites which are intercalated in the sediments of these platforms.

Unfortunately, there are only a few recent papers on the geochemistry and mineralogy of the peninsular Italy cretaceous bauxites and too little is known about many outcrop areas to attempt a complete coverage of the matter. The paleogeographic meaning of the bauxites is therefore the purpose and the limit of this contribution.

STRATIGRAPHY

Outcrop areas

The peninsular Italy bauxites are interbedded in shallow water limestones and crop out in the Apenninic Chain and in the Apulian Foreland.

Several outcrop areas or districts can be distinguished, each one with its own peculiar features and, at the same time, with common stratigraphic and sedimentologic characters.

The following brief description is arranged geographically in three sections: Abruzzi, Campania and Apulia bauxites. Bauxitic clays are known in the Salento Peninsula, Southern Apulia (see: COTECCHIA and DELL'ANNA, 1959; CRESCENTI and VIGHI, 1964). They have been excluded from the present survey because of their younger age (upper Tertiary?) and uncertain stratigraphic position.

1. Abruzzi bauxites

Velino-Sirente district. The outcrop area lies between Salto and Aterno Rivers, from L'Aquila to the Fucino basin. The bauxites (lower bauxite horizon), which are mined presently in the Ocre Mountains south of L'Aquila, rest on white *Diceratid* bearing calcilutites and calcarenites. The age of these limestones is upper Albian-lower Cenomanian. The duration of the stratigraphic breaks is satisfactorily estimated on the base of a biostratigraphic zonation which has been developed for the Mesozoic shallow water carbonates in the last ten years. The bauxite thickness ranges from 0 to no more than 10 metres. Disconformable limestones and dolomitic limestones follow upward, their thickness ranging from 30 to 50 metres; the age is middle to upper Cenomanian.

At the top of the former beds there is a second disconformity marked by thin, discontinuous bauxite-type horizon often consisting of reddish clayey or calcareous sediments, that is termed here upper bauxite horizon, although true bauxites are very rarely found in it.

White calcarenites with *rudistids* and calcirudites again disconformably transgress on this "upper horizon". Their thickness is more than 50 metres, the age is lower Turonian.

Only one bauxite horizon seems to be present in the more eastern Sirente Mt., whereas the corresponding stratigraphic break is much larger.

References: ANGELUCCI and PRATURLON, 1968; BOSI and MANFREDINI, 1967; D'ARGENIO 1963b; PARONA, 1909; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheets 139, 145 and 146 and unpublished data of D'ARGENIO.

Monte Cornacchia—West Marsica districts. The outcrop area lies between the Sangro-Giovenco Valleys and the Liri Valley (Val Roveto), from Fucino basin to Sora.

The bauxites rest on white or pink calcilutites and calcarenites with *diceratids*. The age of these limestones is upper Albian—(?) lower Cenomanian. The bauxite thickness ranges from 0 to less than 10 metres.

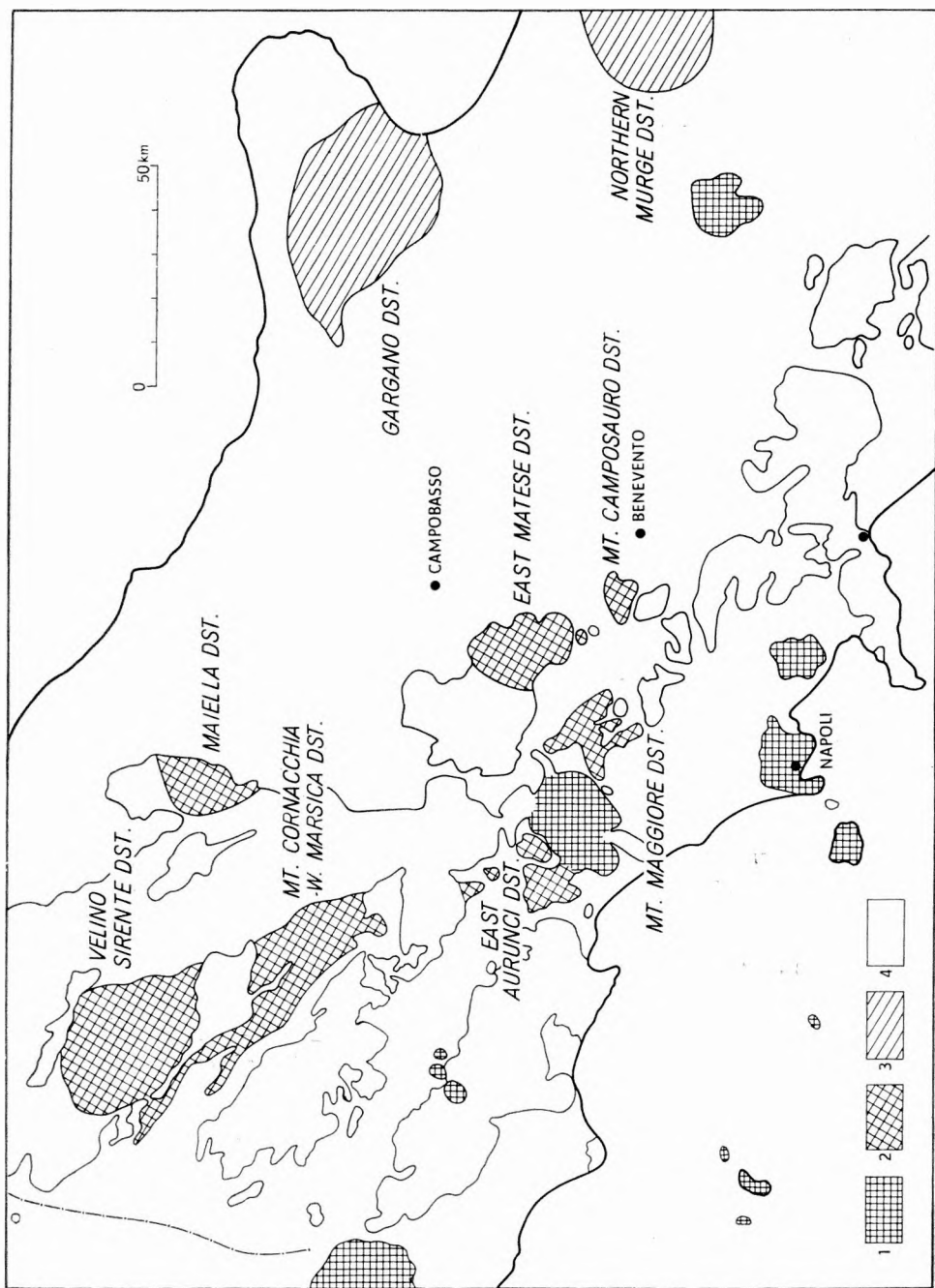
Few meters of disconformable limestones and/or dolomitic limestones follow upward, their age is upper Cenomanian at the base. An upper bauxite horizon then follows: it is a thin discontinuous level often passing laterally to red limestones and breccias. On the upper "bauxites" lie (disconformably?) calcarenites and calcilutites with *rudistids* of lower Turonian age; their thickness ranges from a few metres to the east to almost 200 metres to the west. Bauxites have been formerly mined in this district.

References: AMADESI and FABBRI, 1967; CASSETTI, 1899; COLALONGO, 1967; D'ARGENIO and DE CUNZO, 1963; D'ARGENIO, 1967a; PARADISI and SIRNA, 1965; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia* sheets 145, 146, 151, 152, and unpublished data of D'ARGENIO.

Maiella District. It is restricted to the southern part of the Maiella and Morrone Mountains. The bauxites form a discontinuous, thin horizon resting on

Fig. 1. The bauxite outcrop areas in the Peninsular Italy

1. Volcanic rocks, 2. Abruzzi and Campania bauxite districts, 3. Apulia bauxite districts, 4. Miocene formations



calcirudites and whitish calcarenites, with *gastropods* of Albian age. Disconformable thin bedded calcilutites and, then, calcilutites, calcarenites and calcirudites with *rudistids* of Turonian age at the base follow upward for more than 100 metres. No bauxites have been mined in this district.

References: BALLY, 1954; CATENACCI, 1966; CATENACCI and CHIOCCHINI, 1967; CRESCENTI, 1969; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheets 146 and 147, scale 1:100 000.

2. Campania bauxites

Eastern Ausoni District. The outcrop area lies between the Garigliano and Ausente valleys and extends from the Tyrrhenian sea up to the town of Cassino to the north and to Mt. Camino, beyond the Garigliano river, to the east. Only a thin, discontinuous bauxite horizon is known; it passes laterally to breccias or reddish claystones or limestones. The thickness of the bauxite horizon is rarely more than 1 meter.

The bauxite horizon rests on whitish calcarenites with *diceratids* of Albian (lower Cenomanian?) age and is disconformably overlapped by whitish dolomitic limestones, about 2 to 15 metres thick, and then by limestones with *rudistids*, from a few metres to less than 100 metres thick. The age of the lowermost fossiliferous sediments at the top of the bauxite horizon is upper Cenomanian (Lower Turonian?). No bauxites have been mined in this district.

References: D'ARGENIO, 1963a and 1967a; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheets 160 and 171, scale 1:100,000; ZALAFFI, 1964; and unpublished data by D'ARGENIO.

Mt. Maggiore District. The outcrop area lies inside the large bend of the Volturno river, north of the town of Caserta. The middle and upper Cretaceous sequence present in this district is similar to that of the Velino and Cornacchia Mountains (western part of the Velino-Sirente and Mt. Cornacchia-West Marsica districts).

Two bauxite horizons are present. The lower one rests upon whitish calcarenites and calcilutites of Albian age; its thickness rarely exceeds 4 metres, but normally it is much less and lateral transitions to calcareous breccias have been also observed. Upper Cenomanian disconformable dolomites, dolomitic limestones and limestones overlap this lower bauxite horizon; their thickness ranges from a few metres to not more than 80 metres.

Locally a thin upper bauxite horizon is observable; frequently, however, this upper horizon is reduced to a very thin, reddish clayey or calcareous claystone veneer which marks a second disconformity. In fact, lower Turonian calcarenites and calcilutites bearing *rudistids* overlap this upper bauxite horizon. Bauxites have been formerly mined in this district.

References: CASSETTI, 1894; D'ARGENIO, 1963a; D'ARGENIO and PESCATORE, 1962; MARANELLI, 1939b; PESCATORE and VALLARIO, 1963; SARTONI and COLALONGO, 1963; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheet 172, scale 1:100,000; unpublished data by D'ARGENIO.

Eastern Matese District. The outcrop area of this district corresponds to the eastern part of the Matese Mountains.

The bauxite horizon rests on whitish calcilutites and calcarenites bearing *diceratids* ranging in age from Aptian to Albian. The bauxites have a thickness from a few centimetres to 2 and 2,5 metres. Few metres of Senonian (uppermost Turonian?) *rudistid* bearing calcirudites and calcarenites follow disconformably upward. Bauxites have been mined in this district in earlier times.

References: CATENACCI, DE CASTRO and SGROSSO, 1963; D'ARGENIO, 1962, 1963a; MARANELLI, 1939b; PESCATORE, 1965; SARTONI and CRESCENTI, 1962; SGROSSO, 1964; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheets 162 and 173 (in press), scale 1:100,000; and unpublished data by D'ARGENIO.

Mt. Camposauro District. The outcrop area corresponds to the eastern half of the Camposauro Mountains, west of the town of Benevento.

No true bauxites have been observed here, with the exception of a very few pockets which lie along a disconformity surface. The underlying calcilutites and calcarenites are of Aptian—Albian age. The disconformity is marked by calcareous breccias with a reddish calcareous and/or "bauxitic" matrix.

Less than 100 metres of calcarenites and calcilutites of Turonian and Senonian age with *gastropods* and then *rudistids* overlap the lower Cretaceous carbonates. On top of this limestone section some metres of recrystallized calcarenites of Maastrichtian age give evidence of a second transgression. No bauxites have been observed on this upper unconformity surface, even though bauxitic material fills paleokarstic cavities in the underlying limestones. No bauxites have been mined in this district.

References: D'ARGENIO, 1963b, 1967b; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheet 173, scale 1:100,000; geologic map published by D'ARGENIO, 1966, scale 1:50,000.

3. Apulia bauxites

Gargano District. The outcrop area corresponds to the western part of the Gargano Peninsula.

The bauxites, presently mined near the San Giovanni Rotondo village, lie upon an erosional surface cut into a lower—middle Cretaceous limestone section. The age of the underlying section ranges from the Aptian—Albian in the northeastern part of the district up to the Albian—Cenomanian in the southwestern part.

The thickness of the bauxite horizon is highly variable and sometimes it is even absent. Generally, however, it ranges from a few centimetres to slightly over 10 metres.

Disconformable calcilutites and then calcareous breccias and calcilutites of Senonian age overlap the bauxite horizon; their thickness ranges from a few metres to over 100 metres.

References: CAVINATO, 1953; CRESCENTI and VIGHI, 1964; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheets 156 and 164, scale 1:100,000.

Northern Murge District. The outcrop area is restricted to the vicinities of the town of Spinazzola.

The bauxite horizon rests upon a deeply eroded surface. Some elongated pockets are as deep as 40 metres and their walls are almost vertical, like a

buried canyon section. The age of the limestones which form the bottom and the walls of these cavities is Cenomanian. The bauxites and the underlying Cenomanian limestones are covered disconformably by a few metres of thin bedded calcarenites and calcirudites, sometimes bearing *rudistids*, of Senonian (upper Turonian?) age. The bauxites are presently mined in this district.

References: ANELLI, 1958; CRESCENTI and VIGHI, 1964; *Ufficio Geologico, Carta Geologica d'Italia*, sheet 188, scale 1:100,000; and unpublished data by D'ARGENIO.

PALEOGEOGRAPHY

General remarks

The bauxites of the peninsular Italy are very frequently oolitic and/or pisolitic, red to light yellow in color and are essentially composed by boehmite with associated hematite and goethite in the red types, and goethite and limonite in the yellow ones. Kaolinite, magnetite, pyrite and anatase also occur (SINNO and FRANCO, 1965).

The bauxites are interbedded in a sequence of Cretaceous shallow water carbonates, belonging to different paleogeographic units of Mesozoic and Tertiary age: the Abruzzi—Campania and the Apulia carbonate platforms. Some criticism has been levelled at the term *Platform* because misunderstanding can arise from its different meanings. However the author will continue to use it until a better or more useful term has been found.

These units, during the Mesozoic, are large subsiding areas of infralittoral to littoral—supralittoral carbonate sedimentation and are almost completely emergent during the lower Tertiary.

In the Miocene the Abruzzi—Campania Platform, after a widespread transgression sinks strongly, becoming a site of turbidite deposition.

During the Miocene and lower Pliocene orogenetic processes take place and an extensive uplift follows during the upper Pliocene and Pleistocene.

The large fragments of the original Abruzzi—Campania Platform now form the highest part of the Apenninic chain, along a general NW—SE trend, between Rome and Benevento meridians. On the contrary only minor deformations are present in the Apulia Platform, which represents the foreland of the Apennine geosyncline.

Paleogeographic analysis and bauxites

The bauxites have a definite paleogeographic meaning in the evolution of the above carbonate Platforms, since they are interbedded in the Platform sediments.

A sedimentologic analysis of the shallow water carbonate facies allows, therefore, to individuate a restricted number of possible genetic mechanisms for the surveyed bauxites.

Such a paleogeographic framing of the karst-bauxite problems is believed to be at the same time an unavoidable preliminary study and, in a further stage of the research, a useful check for the above problems.

This discussion, mainly centered on the Apennine bauxites, intends, therefore, to give an outline of the paleoenvironmental conditions of the domains in which the bauxites accumulated as a contribution to their understanding.

Facies pattern of the Platforms

It is not possible to give a simple scheme of the paleogeographic characteristics of the Abruzzi–Campania Platform during the Cretaceous since it undergoes distinct variations.

At the end of the Jurassic and during the lower Cretaceous the Abruzzi–Campania Platform is a large back-reef area site of fine grained carbonate sedimentation. The Platform rims are bounded by living faults and marked by reef complexes (*Ellipsactinia* limestones during the upper Malm), emerging narrow lowlands and submerged thresholds (D'ARGENIO, 1967a).

The Platform sediments all round pass basinward to fore-reef deposits, interfingering with pelagic carbonates (PESCATORE, 1965).

Recent studies (D'ARGENIO and SCANDONE, in press) have shown that this Platform appears split in its southern part and a tongue of fore-reef facies penetrates it, separating a northwestern Platform (Abruzzi–Campania Platform) from a southwestern one (Campania–Lucania Platform). It is not yet clear to what extent this situation continues northwestward.

The same happens in the northern part of the Abruzzi–Campania Platform (eastern Marsica) where fore-reef to pelagic facies have been laid down in a basin between the Western Marsica and the Morrone–Maiella shallow water facies (COLACICCHI, 1967).

The bauxites, however, are intercalated only in the Cretaceous sediments in the central part of the Abruzzi–Campania Platform (from here on named Abruzzi–Campania bauxite belt).

No sufficient data are available to define with the same detail the paleogeographic configuration of the Apulia Platform during the upper Jurassic–lower Cretaceous time, since only in the eastern Gargano area reef and fore-reef facies appear to border the back-reef facies. Subsurface data, moreover, allow to infer that the Apulia Platform continues northwestward, possibly up to the town of Vasto, and that it might emerge again in the southern Maiella area.

“Pre-bauxite” sedimentation

During the lower and early middle Cretaceous the Abruzzi–Campania Platform areas, which are going to be the location of the bauxites (*bauxite belt*), are characterized by the sedimentation of fine grained limestones, whitish or light brown in color, with rare and very thin clay interbeds. The average rate of subsidence is very low, ranging between less and a little more than 10 metres per M. Y. (D'ARGENIO, in press).

The sedimentation takes place, normally, in a subtidal environment as shown by surely marine fossils (*algae, foraminifera, molluscs*). However, an extensive supratidal–intertidal early diagenesis gives evidence of frequently repeated bathymetric oscillations. During the lower and early middle Cretaceous

the area corresponding to the future Abruzzi-Campania bauxite belt is flanked by a discontinuous alignment of emerging lowlands on the Adriatic side. On the Tyrrhenian side it is bordered by a shallow water area of carbonate sedimentation, which area continued to subside during the whole Cretaceous time.

In the Apulian Platform an analogous situation might be inferred, even though less clearly. Only in the Gargano peninsula there is evidence that the Apulia bauxite belt was bordered by emerging narrow areas on its eastern side.

Areas with continuous shallow water carbonate deposition during the Cretaceous time are present south of the Murge bauxite district.

The Platforms during the bauxite accumulation

During the Albian and the lower Cenomanian in the Abruzzi-Campania Platforms the emergence of the bauxite belt takes place joining this belt to the adjacent insular lowlands partly emerged even from the Jurassic. On the "tyrrhenian" side conglomeratic facies are also appearing as a consequence of the bauxite belt emergence.

The age of the limestones on which the bauxite rests ranges from the Aptian to the Cenomanian. Some considerations about the areal distribution of these bottom ages, however, allow to exclude an Aptian and probably a lower Albian emergence.

As the main transgression on the bauxites starts during the upper Cenomanian, these sediments had to accumulate in a time interval of not more than 5 million years. The large amount of rocks of Aptian and of lower Albian age lacking in many sections is most probably due to erosional processes.

So during the upper Albian-lower Cenomanian a large band of the Abruzzi-Campania Platform weakly emerges and has a flat morphology with only surface karst phenomena.

In the more depressed basins of these areas, possible sites of ephemeral swamps, the bauxites accumulate. Their origin and provenance is still hypothetical and will be discussed later.

The texture of some bauxites however is clear evidence of repeated transportation-redeposition processes (D'ARGENIO, 1963a).

A more deep and pronounced karstification models the corresponding bauxite belt in the Apulia Platform, may be for the longer emergence of the area.

Near Spinazzola, in Northern Murge, for instance, the bauxites fill parts of a former canyon-like channel, about 40 metres deep, clearly evidencing a paleohydrography, possibly buried by the rising baselevel due to the incipient transgression.

Post-bauxite sedimentation

During the upper Cenomanian the bauxite belt of the Abruzzi-Campania is gradually overlapped by disconformable carbonate sediments.

The sea ingresses from southwest and covers a part of the bauxite belt. Some metres or few tens of metres of sediments are deposited and they fossilize the bauxites (lower bauxite horizon). Along an almost continuous band, now

observable from Mt. Maggiore till Ocre Mt., there are early dolomitized sediments evidencing intertidal, supratidal stromatolitic flats (D'ARGENIO, 1966). Then frankly marine sediments follow upward.

This general transgression has a regressive phase into the uppermost Cenomanian–lower Turonian time.

The effective emergence of a great extension of the previously submerged bauxite belt is not only given by an upper bauxite horizon, very rarely with true bauxites (which are derived probably from the still emerging north–eastern areas) but chiefly by well developed paleokarstic phenomena, enlarging fractures and early diagenetic dessication cavities in the tidal flat sediments.

This karst is completely fossilized by the Turonian transgression which extends north–easterly and overlaps, during Turonian and Senonian times, the not yet covered parts of the bauxite belt.

The stratigraphic break therefore, is more and more wide going from the “Tyrrhenian” to the “Adriatic” side of the Abruzzi–Campania Platform. Two lacunes are recognizable in the Cretaceous section of these Platforms: the first one between the upper Albian (lower Cenomanian) and the upper Cenomanian; the second, much shorter, one, between the uppermost Cenomanian(?) and the lower Turonian or in the lower Turonian.

These lacunes merge in an unique larger stratigraphic break (from the Aptian–Albian to the Senonian) in the northeastern part of the bauxite belt.

The larger extension of the latter break is due to the longer emergence of this part because of the oscillating transgressive processes.

In the Apulia Platform the transgression is more or less contemporaneous of the last transgressive phase on the Abruzzi–Campania bauxite belt.

CONCLUSIONS

The peninsular Italy bauxites are interbedded in the Cretaceous sediments of two paleogeographic units: the Abruzzi–Campania and the Apulia carbonate Platforms. Therefore the origin and accumulation of these bauxites have to be framed into the evolution of the paleogeographic units to which they belong.

The presence of insular lowlands which were emerging for a long time on the side of the bauxite belt to which they were physically connected and, on the contrary, the relatively short duration of the emergence of the bauxite belt itself, allow to infer a provenance of the bauxites from the former lowlands, at least for the Abruzzi–Campania Platform.

Nevertheless this inference shifts the problem of the bauxite origin from the bauxite belt to the adjacent marginal lowlands, pertaining to the same Platform.

In these lowlands upper Triassic, Jurassic and lower Cretaceous carbonates often are disconformably covered by upper Cretaceous calcarenites and calcirudites. Along this disconformity surface, yet unstudied manganese and iron minerals sometimes occur.

The lack of a large part of the Mesozoic section could be due to both non-sedimentation lapse and to the solution of a conspicuous amount of rocks. The

carbonate insoluble residues may have been carried from the marginal areas onto the bauxite belt at the time of its emergence.

However the same type of transportation may have also worked as additional or substitutional process for any other aeolian (pyroclastic?) material, accumulated on the marginal lowlands.

The future research on the peninsular Italy bauxites should therefore point to the finding of the possible source material and to its transportation mechanism.

BIBLIOGRAPHY

This bibliography endeavours to cover the geologic literature on peninsular Italy Cretaceous bauxites.

An circlet (°) indicates the titles quoted in this text. The specific subject is also indicated in abridged form as follows:

<i>Bibl.</i>	= extensive quotations
<i>Cart.</i>	= geologic and/or paleogeographic maps
<i>Descr.</i>	= descriptive, generic informations
<i>Geoch.</i>	= geochemistry
<i>Gen.</i>	= genetic problems
<i>Min.</i>	= mineralogy
<i>Paleog.</i>	= paleogeography
<i>Paleon.</i>	= paleontology (fossils found in bauxite)
<i>Sed. Pet.</i>	= sedimentary petrography, sedimentology
<i>Strat.</i>	= stratigraphy

- ° AMADESI, E., FABBRI, A. 1967: Rilievi geologici nella zona del Passo del Diavolo (Parco Nazionale d'Abruzzo). — *Giorn. di Geol.*, s.2, 34, Bologna. (*Bibl., Cart., Strat.*)
- ° ANELLI, F. 1958: Le cavità con riempimento bauxitico di Spinazzola (Bari). Forme paleocarsiche bicicliche nelle Murge nord-occidentali. — *Actes II congr. Inter. Speleol.*, Castellana. (*Gen.*)
- ° ANGELUCCI, A., PRATURLON, A. 1968: Raddoppio tettonico della serie meso-cenozoica nelle Gole di Celano a Nord del Fucino (Appennino centrale). — *Geologica Romana*, 7, Roma. (*Bibl., Cart., Strat.*)
- ° BALLY, A. 1954: *Geologische Untersuchungen in den SE-Abruzzen.* — Zürich. (*Bibl., Cart., Strat.*)
- BASSANI, F., 1892: Marmi e calcare litografico di Pietraroia in prov. di Benevento. — *Rend. Ist. Incoragg.*, s. IV, 5, Napoli. (*Descr.*)
- ° BONI, C., MANFREDINI, M. 1967: Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (l'Aquila). — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 6, Roma. (*Bibl., Cart., Gen., Paleog., Strat.*)
- BURRAGATO, F. 1964: Analisi mineralogica e confronto tra alcune bauxiti dell'Italia centrale e meridionale. — *Periodico di Miner.*, 33, Roma. (*Bibl., Geoch., Min.*)
- CASSETTI, M. 1893: Appunti geologici sul Matese. — *Boll. Com. Geol. d'It.*, 24, Roma. (*Strat.*)
- CASSETTI, M. 1894: Relazione sui lavori eseguiti nella valle del Vulture nell'anno 1893. — *Boll. Com. Geol. d'It.*, 25, Roma. (*Strat.*)
- CASSETTI, M. 1898: Rilevamento geologico nell'Abruzzo-Aquilano ed in Terra di Lavoro eseguito nel 1897. — *Boll. Com. Geol. d'It.*, 29, Roma. (*Strat.*)
- ° CASSETTI, M. 1899: Osservazioni geologiche su alcuni monti tra le Valli del Volturno e del Liri eseguite nel 1898. — *Boll. Com. Geol. d'It.*, 30, Roma. (*Strat.*)
- CASSETTI, M. 1901: La bauxite in Italia. — *Rass. Min.*, 15, Torino. (*Descr., Strat.*)
- ° CATENACCI, F. 1966: Resoconto sommario delle osservazioni stratigrafiche compiute sulla Maiella (Appennino Abruzzese). — *Boll. Serv. Geol. It.*, 86, Roma. (*Strat.*)

- ° CATENACCI, E., CHIOCCHINI, M. 1967: Osservazioni stratigrafiche sul versante occidentale del Monte-Amaro (Montagna della Maiella, Appennino Abruzzese). — *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, Roma. (*Bibl., Strat.*)
- ° CATENACCI, V., DE CASTRO, P., and SCROSSO I. 1963: Complessi guida nel Mesozoico del Matese orientale. — *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, Roma. (*Bibl., Strat.*)
- ° CAVINATO, A. 1953: Il deposito di bauxite di S. Giovanni Rotondo. — *Ind. Min.*, 4, Roma. (*Descr.*)
- CAVINATO, A. 1958: Geologia e genesi delle bauxiti. — *Mem. Ist. di Geol. Univ. di Padova*, 15, Padova. (*Bibl., Geoch., Gen.*)
- COLACICCHI, R. 1966: Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche. — *Mem. Soc. Geol. It.*, 5, Roma. (*Bibl., Cart., Paleog., Sed. Pet.*)
- ° COLACICCHI, R. 1967: Geologia della Marsica orientale. — *Geologica Romana*, 6, Roma. (*Bibl., Cart., Paleog., Sed. Pet., Strat.*)
- ° COLALONGO, M. 1966: Biostratigrafia del Mesozoico nei dintorni del Passo del Diavolo (Parco Nazionale degli Abruzzi). — *Giorn. di Geol.*, 34, Bologna. (*Bibl., Strat.*)
- CORTESE, E., CANAVARI, M. 1884: Nuovi appunti geologici sul Gargano. — *Boll. Comm. Geol. d'It.*, 5, Roma. (*Descr.*)
- CATECCIA, V., DELL'ANNA, L. 1959: Contributo alla conoscenza delle bauxiti e terre rosse del Salento. — *Mem. e note Ist. Geol. Appl.*, 7, Napoli. (*Bibl., Cart., Geoch., Strat.*)
- CREMA, C. 1917: Nuovi affioramenti di bauxite nello Abruzzo Aquilano. — *La Min. It.*, 2, Roma. (*Bibl., Descr.*)
- CREMA, C. 1918: La bauxite nell'alta Valle del Liri. — *La Min. It.*, 10, Roma. (*Descr.*)
- CREMA, C. 1920: Osservazioni sui giacimenti di bauxite dell'Appennino dell'Istria e della Dalmazia. — *Rend. Acc. Lincei*, s. 5, 29, Roma. (*Bibl., Descr.*)
- CREMA, C. 1926: I giacimenti bauxitici della Vallelonga nel bacino di Avezzano. — *La Min. It.*, 11, Roma. (*Descr.*)
- CREMA, C. 1930a: Les récentes découvertes de bauxite dans l'Italie méridionale. — *Congr. Int. Miner. Metall., Géol. appl.*, 6. (Somm. des mém.), Liège. (*Descr.*)
- CREMA, C. 1930b: La bauxite nel Promontorio del Gargano. — *La Min. Ital.*, 14, Roma. (*Descr.*)
- CREMA, C. 1931: La bauxite in Puglia. — *Boll. Uff. Geol. It.*, 56, Roma. (*Descr.*)
- CREMA, C. 1933: Le risorse in minerali d'alluminio delle due sponde adriatiche. — *Atti Soc. It. Progr. sc.*, 2, Bari. (*Descr.*)
- CREMA, C. 1939: Le bauxiti Italiane. — *Materie prime dell'It. e dell'Impero*, 4, Roma. (*Descr.*)
- CRESCENTI, U. 1966: Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. — *Boll. Soc. Geol. It.*, 85, Roma. (*Bibl., Strat.*)
- ° CRESCENTI, U. 1969: Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiana-abruzzese (parte I). — *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, Roma. (*Strat.*)
- ° CRESCENTI, U., VIGHI, L. 1964: Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretacei del Gargano e delle Murge; cenni sulle argille con pisoliti del Salento (Puglie). — *Boll. Soc. Geol. It.*, 83, Roma. (*Bibl., Gen., Min., Sed. Pet., Strat.*)
- ° D'ARGENIO, B. 1962: Impronte di disseccamento nelle bauxiti del Matese. — *Boll. Soc. Nat. in Napoli*, 71, Napoli. (*Bibl., Descr.*)
- ° D'ARGENIO, B. 1963a: Una trasgressione del Cretacico superiore nell'Appennino Campano. — *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, Roma. (*Bibl., Cart., Gen., Paleog., Strat.*)
- ° D'ARGENIO, B. 1963b: La trasgressione sopracretacea nei Monti d'Ocre (Abruzzo Aquilano). — *Boll. Soc. Nat. in Napoli*, 72, Napoli. (*Strat.*)
- ° D'ARGENIO, B. 1966: Le Facies littorali mesozoiche nell'Appennino meridionale. — *Boll. Soc. Nat. in Napoli*, 75, Napoli. (*Bibl., Sed. Pet.*)

- ° D'ARGENIO, B. 1967a: Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. — Mem. Soc. Geol. It., 5, Roma. (*Bibl., Cart., Paleog.*)
- ° D'ARGENIO, B. 1967b: Geologia del gruppo del Taburno-Camposauro. — Atti. Acc. Sc. fis. e mat. di Napoli, 6, Napoli. (*Bibl., Cart., Paleog., Sed. Pet., Strat.*)
- ° D'ARGENIO, B. (in press): Modelli ambientali attuali e grandi unità paleogeografiche nell'Appennino. (*Bibl., Cart., Gen., Paleog., Sed. Pet.*)
- ° D'ARGENIO, B., DE CUNZO, T. 1963: Sulla presenza di pollini e resti di insetti nelle bauxiti della Marsica (Appennino Centrale). — Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, 30, Napoli. (*Bibl., Paleont., Strat.*)
- ° D'ARGENIO, B., PESCATORE, T. 1962: Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del M. Maggiore (Caserta). — Boll. Soc. Nat. in Napoli, 71, Napoli. (*Bibl., Strat.*)
- DONDI, L., PAPETTI, I. and TEDESCHI, D. 1966: Contributo alla conoscenza del Mesozoico del sottosuolo abruzzese. — Geologica Romana, 5, Roma. (*Bibl., Strat.*)
- FARINACCI, A., RADOICIC, R. 1964: Correlazione tra serie giuresi e createce dell'Appennino centrale e delle Dinaridi esterne. — Ric. sc., 34, Roma. (*Bibl., Strat.*)
- FRANCO, D. 1958: Giacimenti alluminiferi di Cusano Mutri. — Boll. Soc. Nat. in Napoli, 66, Napoli. (*Descr.*)
- FRANCO, V. 1921: Il giacimento bauxitico di Cusano Mutri. — Riv. econ. Sannita, 8, Benevento. (*Descr.*)
- FRONGIA, A. 1939: Miniere mangesifere del Matese. — Materie prime d'It. e dell'Impero, 4, Roma. (*Descr.*)
- GALDIERI, A. 1913: L'Origine della terra rossa. — Ann. Sup. d'Agr., 11, Portici. (*Geoch., Gen.*)
- GORTANI, M. 1921: Sull'origine delle bauxiti Italiane. — Giorn. Geol., 16, Bologna. (*Gen.*)
- IETTO, A. 1963: Osservazioni stratigrafiche e tettoniche sul Cretaceo dei Monti di Caserta. — Boll. Soc. Nat. Napoli, 72, Napoli. (*Bibl., Paleog., Strat.*)
- LOTTI, B. 1903: Sul giacimento di bauxite di Colle Carovenzi, presso Pascosolido nella Valle del Liri. — Rass. Miner., 18, Roma. (*Descr.*)
- LOTTI, B. 1917: Giacimenti Italiani di bauxite. — La Min. It., 1, Roma. (*Descr.*)
- MANFREDINI, M. 1966: Sui rapporti tra facies abruzzese e facies umbre nell'Appennino centro-meridionale. — Boll. Serv. Geol. It., 84, Roma. (*Bibl., Cart., Paleog.*)
- MARANELLI, A. 1939a: Intorno alla genesi delle bauxiti Italiane. — Riv. Fis. Mat. Sc. Nat., 13, Napoli. (*Descr., Gen.*)
- ° MARANELLI, A. 1939b: Il Livello geologico delle bauxiti italiane. — Riv. Fis. Mat. Sc. Nat., 13, Napoli. (*Descr., Strat.*)
- MARIANI, E. 1930: La bauxite nella Penisola Salentina e nel Promontorio del Gargano. — Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett., 63, Milano. (*Descr.*)
- MARTINIS, B. 1959: Il giacimento di bauxite di Spinazzola (Bari). — Boll. Soc. Adr. Sc. Nat., 49, Trieste. (*Descr.*)
- MATTIROLO, E. 1901: Bauxiti italiane. — Rass. Miner, 14, Torino (*Descr.*)
- ° PARADISI, A., SIRNA, G. 1965: Osservazioni geologiche e paleontologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro. — Geol. Romana, 4, Roma. (*Bibl., Cart., Strat.*)
- PARONA, C. F. 1905: Appunti per lo studio del Cretacico superiore nell'Appennino. — Boll. Soc. Geol. d'It., 24, Roma. (*Strat.*)
- ° PARONA, C. F. 1909: La fauna coralligena del Cretaceo dei Monti d'Ocre nell'abruzzo aquilano. — Mem. descr. Carta Geol. d'It., 5, Roma. (*Eibl., Strat.*)
- PASA, A. 1953: Appunti geologici per la paleogeografia della Puglia. — Mem. Biogeogr. Adriat., 2, Padova. (*Paleog.*)
- ° PESCATORE, T. 1965: Ricerche geologiche sulla Depressione Molisano Sannitica. — Atti Acc. Sc. fis. e mat. di Napoli, 5, Napoli. (*Bibl., Paleog., Strat.*)
- ° PESCATORE, T., VALLARIO, A. 1963: La serie stratigrafica nel gruppo del Monte Maggiore. — Mem. Soc. Geol. It., 4, Roma. (*Bibl., Strat.*)

- ROCH, E. 1958: Regards sur les bauxites italiennes; comparaisons avec d'autre formations. — *Compte Rendu Somm. Soc. Geol. France* (1958, Num. 13), Paris. (*Descr., Gen.*)
- SACCHETTI, G. 1928: Geologia del Beneventano, con speciale riguardo alle risorse minerarie. — *Annuario Ist. Mag. « Guacci », Benevento.* (*Descr.*)
- ° SARTONI, S., CRESCENTI, U. 1962: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. — *Giorn. Geol.*, 29, Bologna. (*Bibl., Strat.*)
- ° SARTONI, S., COLALONGO, M. L. 1964: Sul Cretacico dei dintorni di Caiazzo (Caserta). — *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, Roma. (*Strat.*)
- SELLI, R. 1962: Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 3, Roma. (*Bibl., Cart., Strat.*)
- ° SGROSSO, I. 1964: La serie stratigrafica di Serra delle Maccietelle in relazione ad alcune caratteristiche della tettonica del Matese. — *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 73, Napoli. (*Bibl., Strat.*)
- SINNO, R., FRANCO, E. 1965: Composizione mineralogica e chimica di alcune bauxiti del bacino del Mediterraneo. — *Atti Acc. Sc. fis. e mat.*, 5, Napoli. (*Bibl., Geoch., Gen., Min.*)
- ° *Ufficio Geologico* (now: Servizio Geologico D'Italia) *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100 000.* (Cart.)
- The sheets of the Geologic Map of Italy, 1:100 000 scale, in which the bauxites are mapped have the following numbers: 139 (L'Aquila); 145 (Avezzano); 146 (Sulmona); 147 (Lanciano); 151 (Alatri); 152 (Sora, II. ed.); 153 (Agnone, in press); 155 (San Severo); 156 (San Marco in Lamis); 160 (Cassino, II. ed.); 161 (Isernia, II ed. in press); 162 (Campobasso); 171 (Gaeta, II ed.); 172 (Caserta, II ed.); 173 (Benevento); 176 (Barletta); 178 (Gravina, II ed.).*
- For almost each sheet short notes on the geology of the mapped region are available (*Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100 000*).
- ° ZALAFFI, M. 1964: Stratigrafia e tettonica di alcune piccole strutture affioranti nella piana di Cassino. — *Mem. Soc. Geol. It.*, 4, Roma. (*Strat.*)

BRUNO D'ARGENIO

*Istituto di Geologia
dell'Università di Napoli
Largo San Marcellino 10
Napoli
(Italia)*

STRATIGRAPHIC POSITION OF THE BAUXITES IN THE CENTRAL-SOUTHERN ITALY

by

U. CRESCENTI
(Italy)

Three particular facies are recognizable in the Mesozoic outcrops of central-southern Italy (COLACICCHI 1967, CRESCENTI, CROSTELLA, DONZELLI and RAFFI 1969): pelagic facies, threshold facies, shelf lagoon facies. There are transition zones among these facies: outer transition zone, between the pelagic and threshold facies, and inner transition zone between the threshold and shelf lagoon facies. In the transition zones there are frequent interfingering of characteristic lithofacies and biofacies of the two adjacent environments.

The areal distribution of the facies is schemed in Fig. 1. Two paleogeographic units with the carbonatic shelf lagoon facies are recognizable: the Thyrrenian shelf lagoon and the Adriatic one. The bauxite deposits are strictly localized in these two carbonatic units only.

BAUXITES OF THE THYRRENIAN SHELF LAGOON

These bauxites have been studied by several authors, among which the most recent may be remembered as D'ARGENIO 1963 and 1964, SARTONI and COLALONGO 1964, PARADISI and SIRNA 1965, BOSI and MANFREDINI 1967, COLALONGO 1967, ANGELUCCI and PRATURLON 1968, PRATURLON 1968, *etc.*

The bauxite deposits are localized in the northern region of the shelf lagoon, from the L'Aquila area down to the Caserta region. These deposits indicate an exact stratigraphic situation: they testify a sedimentary hiatus within the Middle and the Upper Cretaceous.

The southern Thyrrenian shelf lagoon, on the other hand is lacking in bauxites and is characterized by a continuous sedimentation.

The bauxite deposits are generally limited to one horizon, the thickness of which varies from a few centimetres to some metres. Locally, one or two thinner levels may accompany the first horizon, but they are less important and testify of little gaps, related to the larger gap of the first horizon.

It is possible to establish the bauxite gap by examining the continuous stratigraphic succession of the southern Thyrrenian shelf lagoon. From top to

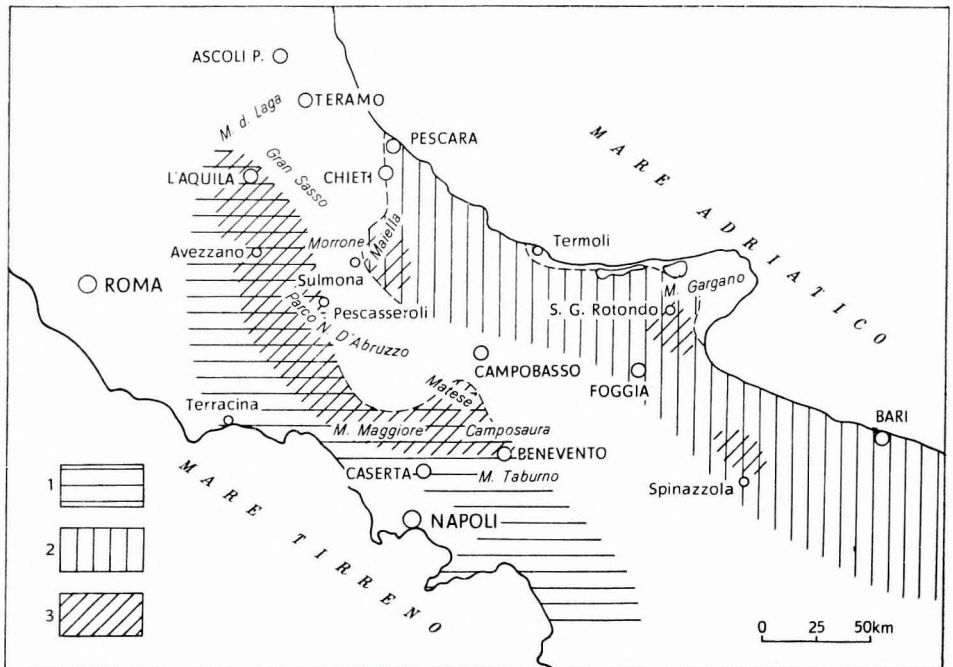


Fig. 1. The areal distribution of the mesozoic facies in Central-Southern Italy
 1. Tyrrhenian shelf lagoon, 2. Adriatic shelf lagoon, 3. Area with bauxite deposits

bottom, the following continuous biostratigraphic succession has been defined by SARTONI and CRESCENTI (1962) in the Middle (Albian–Cenomanian) and Upper (Turonian–Senonian) Cretaceous:

- *Cuneolina pavonia parva* and *Dicyclina schlumbergeri* cenozone, conventionally referable to the Upper Cretaceous;
- *Cuneolina pavonia parva* cenozone, conventionally referable to the Middle Cretaceous.

Two intervals are recognizable in the *C. pavonia parva* cenozone (characterized by numerous *Orbitolinidae*): the lower one with some microfossils already known since the Lower Cretaceous (above all *Cuneolina* with ancestral characters) and moreover with *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, *Salpingoporella dinarica* RADOIČIĆ, *Ovalveolina reicheli* DE CASTRO, etc.; the upper one without the quoted microfossils and with the typical *Sellialveolina viallii* COLALONGO horizon at the top.

The succession *Cisalveolina lehneri* REICHEL horizon and *Cisalveolina fallax* REICHEL horizon, from bottom to top, is typical in the basal part of the *C. pavonia parva* and *D. schlumbergeri* cenozone.

The micropaleontological study of the bauxites underlying beds, has generally indicated the presence of thanatocenosis referable to the *C. pavonia parva* cenozone lower interval, commonly referred to as the Albian.

The study of the bauxite overlapping beds has indicated that in some regions their age is referable to the Cenomanian end (*Sellialveolina viallii* horizon; see BOSI and MANFREDINI 1967 for the Campo Felice area, SARTONI and COLALONGO 1964 for the Monte Maggiore, Caserta area, etc.), in other regions to the Turonian base (*Cisalveolina lehneri* horizon; see COLALONGO 1967 for the Pescasserolli area, etc.), or to the Lower Turonian (*Cisalveolina fallax* horizon; see ANGELUCCI and PRATURLON 1968 for the Sirente area, PRATURLON 1968 for the Foglio Sora, etc.), or to the Upper Turonian-Senonian (*C. pavonia parva* and *D. schlumbergeri* cenozone upper part; see CRESCENTI and VIGHI 1964 for the Matese area, etc.).

From these data it is possible to observe that the transgression after the bauxite continental phase, has probably moved forward from SW to NE at least in the Caiazzo-Matese region. In the region farther to the north, the ingression versus of the sea is not yet clear, but possibly it is the same as in the southern regions.

BAUXITES OF THE ADRIATIC SHELF LAGOON

These bauxites are localized in the central-northern part of the shelf, from Spinazzola (Murge region) to Maiella (Abruzzi region). The S. Giovanni Rotondo bauxites, Gargano region, in the Adriatic shelf lagoon, are well known for their economic use (CRESCENTI and VIGHI 1964).

In the more southern deposits of the same shelf lagoon, the bauxites of the Lecce region are known. It has not yet been possible to make a complete survey of these bauxites, which, however, belong to a later period than the Maiella, Gargano and Spinazzola ones.

The micropaleontological study of the sediments in which the bauxites are interbedded is relative to the central-southern Maiella, Gargano and Spinazzola deposits. For the first see CRESCENTI, CROSTELLA, DONZELLI and RAFFI 1969, while for the Gargano and Spinazzola ones see CRESCENTI and VIGHI 1964. The Mesozoic carbonatic shelf lagoon does not outcrop between Maiella and Gargano, but it is present in the Abruzzi surface, according to DONDI, PAPETTI and TEDESCHI studies on Cupello 1966 well.

In central-southern Maiella the bauxite testifies to a gap between the Albian (*Cuneolina pavonia parva* cenozone lowermost part) and the Lower Turonian (*Cisalveolina fallax* level).

In S. Giovanni Rotondo, Gargano, the bauxite marks a gap between the Cenomanian end (*Sellialveolina viallii* horizon) and the Senonian (*Characeae* zone, is probably equivalent to the *C. pavonia parva* and *D. schlumbergeri* cenozone upper interval).

In Spinazzola, finally, the bauxite is probably interbedded between the Cenomanian (*C. pavonia parva* cenozone upper interval) and the Upper Turonian-Senonian (*C. pavonia parva* and *D. schlumbergeri* cenozone *p.p.*).

These few data testify of a younger age for the bauxite related continental period, from Maiella to Spinazzola and to Gargano deposits.

CONCLUSIONS

In central-southern Italy the bauxite deposits are present in the carbonatic shelf lagoon facies only, and are relative to a gap between Albian and Senonian.

By the correlation of the known stratigraphic elements for the bauxite outcrops, it is possible to observe that the bauxitic phenomenon becomes more recent from SW toward NE, from the inner to the outer regions, according to the Apenninic orogenesis versus.

In the Thyrrhenian shelf lagoon the transgression began with the Cenomanian end, near Campo Felice (L'Aquila) and Monte Maggiore (Caserta) regions, then it expanded toward the Parco Nazionale d'Abruzzo, Matese and Camposauro, during the Turonian.

In the Adriatic shelf lagoon, the transgression began with the Lower Turonian in the central-southern Maiella, and then it reached the western Gargano during the Senonian. In this region the emersion during the continental bauxitic phase has been more recent than the ones known hitherto; it occurred during the Cenomanian end (*Selliaveolina viallii* horizon) when the sedimentation reoccurred in some Thyrrhenian areas (Monte Maggiore, Campo Felice).

REFERENCES

- ANGELUCCI, A., PRATURLON, A. 1968: Raddoppio tettonico della serie meso-cenozoica nelle gole di Celano a nord del Fucino (Appennino centrale). — *Geologica Romana*, v. 7, pp. 431-446, 18 figg., 1 geological map, Roma.
- BOSI, C., MANFREDINI, M. 1967: Osservazioni geologiche nella zona di Campo Felice (l'Aquila). — *Mem. Soc. Geol. Ital.* vol. 6. (2), pp. 245-267, 6 figg., 6 tavv., Pisa.
- COLACICCHI, R. 1967: Geologia della Marsica orientale. — *Geologica Romana*, v. 6, pp. 189-316, 72 figg., 2 tavv., Roma.
- COLALONGO, M. L. 1967: Biostratigrafia del Mesozoico nei dintorni del Passo del Diavolo (Parco Nazionale d'Abruzzo). — *Giorn. Geol.*, s. 2, vol. 34, fasc. 1, 36 pp., 3 figg., 2 tabl., 1 tab., Bologna.
- CRESCENTI, U., VIGHI, L. 1964: Caratteristiche, genesi e stratigrafia dei depositi bauxitici cretaci del Gargano e delle Murge; cenni sulle argille con pisoliti bauxitiche del Salento (Puglie). — *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. 83, pp. 285-350, 2 figg., 1 tab., 11 tavv., Roma.
- CRESCENTI, U., CROSTELLA A., DONZELLI, G. and RAFFI, G. 1969: Stratigrafia della serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese (Parte 2: litostratigrafia, biostratigrafia, paleogeografia). — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, (in press), Pisa.
- D'ARGENIO, B. 1963: Una trasgressione del Cretaceo superiore nell'Appennino campano. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. 4, 66 pp., 8 tavv., Bologna.
- D'ARGENIO, B. 1964: La trasgressione sopracretacica nei Monti d'Ocre (Abruzzo aquilano). — *Boll. Soc. Nat. Napoli*, vol. 72, pp. 145-149, Napoli.
- DONDI, L., PAPETTI, I. and TEDESCHI, D. 1966: Contributo alle conoscenze del Mesozoico del sottosuolo abruzzese. — *Geologica Romana*, vol. 5, pp. 69-98, 9 figg., 8 tavv., Roma.
- PARADISI, A., SIRNA, G. 1965: Osservazioni geologiche sulla struttura compresa tra la Vallelonga e la Valle del Sangro (Marsica occidentale). — *Geologica Romana*, vol. 4, pp. 145-160, 13 figg., 2 tavv., Roma.
- PRATURLON, A. 1968: Note illustrative della carta geologica d'Italia, Foglio 152 Sora. — *Serv. Geol. d'Italia*, 7-pp., Napoli.

- SARTONI, S., COLALONGO, M. L. 1964: Sul Cretaceo dei dintorni di Caiazzo (Caserta). — Mem. Soc. Geol. d'Ital., vol. 4, 32 pp., 1 figg., 4 tt., Bologna.
- SARTONI, S., CRESCENTI, U. 1962: Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. — Giorn. Geol., s. 2, vol. 29, pp. 161-388, 1 tab. tavv. 11-52, Bologna.

UBERTO CRESCENTI

*Istituto di Geologia
Facoltà di Scienze Università di Perugia
Perugia
(Italia)*

GENETISCHE TYPEN DER KARSTBAUXITEN IN DEN RUMÄNISCHEN KREIDEFORMATIONEN

von

V. C. PAPIU, S. MÎNZATU und V. IOSOF
(Rumänien)

Die systematische Erforschung, der man die rumänischen Karstbauxite unterzogen hat, führte zu einer Anzahl von Schlussfolgerungen, die bei der Aufstellung einer Einteilung dieser Gesteine, auf Grund der Vorkommenbedingungen und der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung, behilflich waren.

Liese Einteilung widerspiegelt zugleich die Entstehungsvorgänge, welche das Auftreten dieser Gesteine verursachten. Auf Grund dieser Angaben wurden die rumänischen Allite (Bauxite „Sensu lato“) in drei grosse Gruppen geteilt: Autochtone Bauxite, allochtone Bauxite und ton-detritische Lager (Lehme) mit Bauxitmaterial.

I. Autochtone Bauxite. Diese Gesteine formen die mesozoischen Kalksteine ab, wobei sie ausschliesslich den Charakter von chemischen Ausfällungsablagerungen aufweisen. Zu dieser Gruppe gehören die hauptsächlich rumänischen Bauxitlager aus dem *Pădurea-Craiului-Massiv* (Apuseni Gebirge), die den Rohstoff für die rumänische Aluminiumindustrie liefern, die Bauxite aus dem *Bihor-Massiv* (Apuseni Gebirge), und diejenigen aus dem *Poiana Ruscă-Massiv*, die eine vereinzelte Ausbildung aufweisen.

Stratigraphisch gesehen kann man für all diese Ablagerungen das *oberjurassische—unterneokomische* (Weald) Alter feststellen, wobei im Liegenden immer *oberjurassische Riffkalke in der Strambergfazies* erscheinen.

Über den Bauxiten aus dem *Pădurea Craiului-Massiv* liegen, in ununterbrochener Ablagerung, *Süsswasserkalke* neokomischen Alters mit *Charophyten* und *Ostracoden*.

Was aber die Bauxite aus dem *Bihor* Gebirge und diejenigen aus dem *Poiana Ruscă-Massiv* anbetrifft, so werden sie von Oberkreide Ablagerungen in der *Gosaufazies* überlagert.

II. Lie zweite Gruppe umfasst *allochtone Bauxite*, die sich aus der nachträglichen Umlagerung eines älteren allitischen Materials ergaben, das höchstwahrscheinlich aus Urablagerungen des vorigen Typs, manchmal unter synchroner Zufuhr tonigen und epiklastischen Materials, manchmal mit einer bedeutenden Reinheit, stammte. Liese bestehen aus einer tonigen Eisenaluminiummasse, in welcher manchmal detritische Mineralkörner eingeschlossen

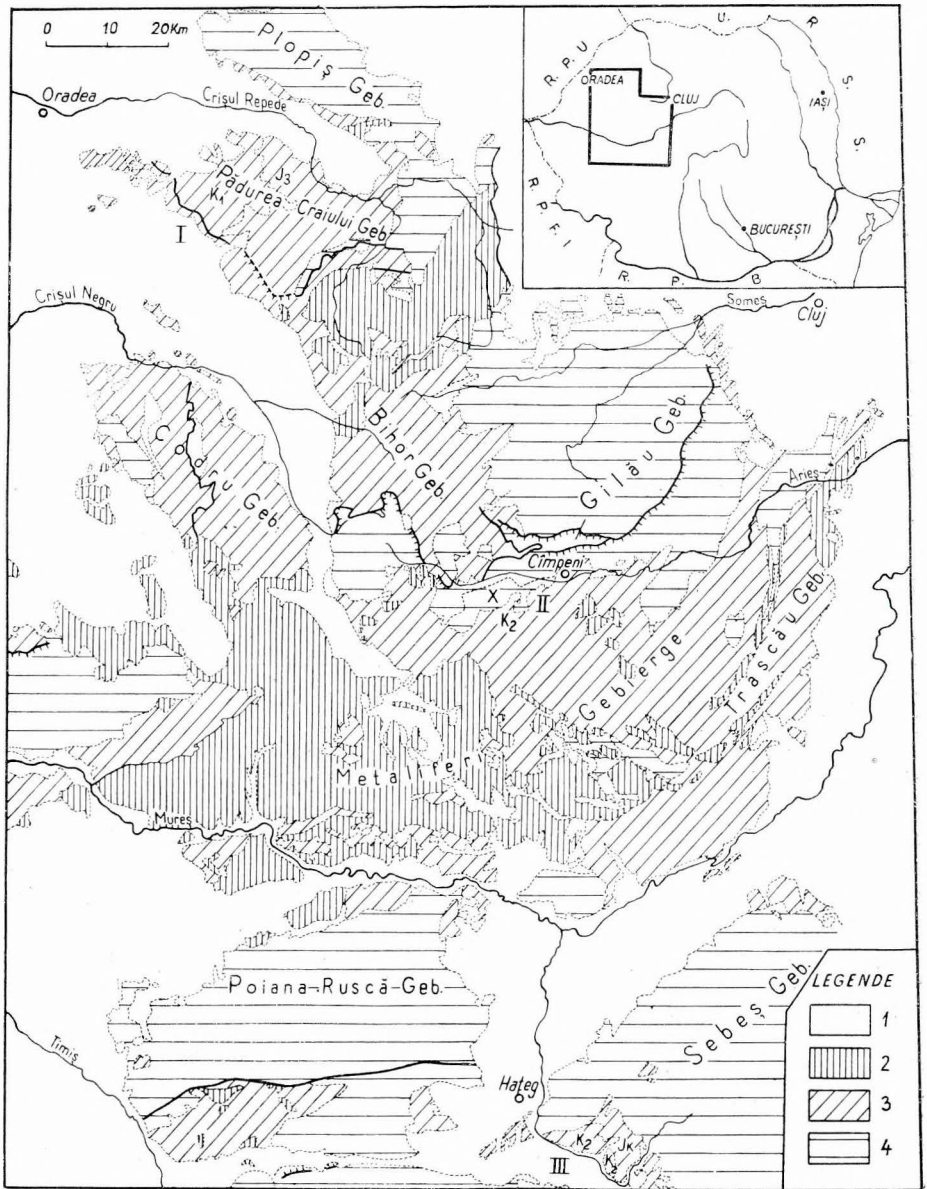


Fig. 1. Die bauxitischen Gegenden Rumäniens

Legende: 1. Neozoische und quartäre Formationen, 2. Magmatische postterzynische Gesteine, 3. Paleo- und mesozoische Formationen, 4. Vorpermische kristalline Schieferung und granitoid Gesteine. — I. Pădurea Craiului Massiv: J_3 = Oberjurassische Kalksteine, K_1 = Neokomische Charophyten Kalksteine. — II. Săhodol—Cîmpeni Gegend: x = marmorartige Kalksteine (Arieșeni-Serie), K_2 = Gosau Formation (Oberkreide). — III. Hateg Becken: J_k = Neokomische—oberjurassische Kalksteine, K_2 = Oberkreide-Ablagerungen

sind. Dadurch erscheinen wahrhaftige bauxitische Siltite, Sandsteine, und sogar Mikrokonglomerate (*Sohodol*). Diese Gesteine sind Oberkreide-Ablagerungen und erscheinen, genau wie die vorhergehenden, in Zusammenhang mit Kalksteinen (im Liegenden).

Ein erster Typus sind die allochtonen Bauxite aus dem *Cimpeni-Sohodol-Gebiet* (Apuseni Gebirge), innerhalb deren in allgemeinen der ferroallitische Gel in Verhältnis zum klastisch-tonigen Absatz überwiegt. Diese Gesteine überlagern den kristallinen Marmorkalk der sogenannten Aries-Serie und werden ihrerseits durch Oberkreide-Ablagerungen in der Gosaufazies bedeckt. Ihr Alter wurde als *obersantonisch* bewertet (M. LUPU, D. LUPU).

Der zweite lithologische Typus ist durch die klastisch-bauxitisch-tonigen Ablagerungen albischen Alters vertreten (G. MURGEANU-D. PATRULIUS; AL. STILLÄ), welche über dem massiven Riffkalk erscheinen und dem Neokom und dem Oberjura des *Hateg-Beckens* (*Südkarpaten*) zugesprochen werden. Die Schichtfolge, in der sich diese Lager eingliedern, wird durch Konglomeraten und Sandsteinen *cenomanischen* Alters bedeckt. In diesen Gesteinen ist manchmal der tonige Absatz dem alumoferrolithischen Material gegenüber überwiegend und manchmal hat dieses Material die grösste Reinheit. Dadurch unterscheiden sie sich von den vorher beschriebenen Gesteinen. Hierher scheinen auch die neulich in einem einzigen Vorkommen erkannten Bauxite (im *Raräu Gebirge-Ostkarpaten*) zu gehören, die über massiven Kalksteinen liegen. Ihr Alter (triassisch oder oberjurassisch) hat man noch nicht sicher festgestellt.

III. Die dritte Gruppe ist durch die rezenten klastischen Tonablagerungen *bauxithaltigen Lehms* von pleistocän-aktuellem Alter vertreten, die sich an der Oberfläche von Karstplateaus anhäufen. Kennzeichnend und von wirtschaftlicher Bedeutung sind die Ablagerungen auf dem Plateau des Pădurea Craiului Gebirges, wo der umfangreiche Zusatz an psephitischem Material und Bauxitblöcken manchmal regelrechte Sekundärabsätze zur Folge hat. Diese Ablagerungen bilden einen besonderen klastisch-tonigen Typus, an dem sich der allitisch-chemische (autochtone) Anteil überhaupt nicht beteiligt.

Aus dieser ganz allgemeinen Einteilung ergibt sich, dass alle allitischen (bauxitischen) Ablagerungen in Rumänien in eine Entstehungsreihe eingliedert werden können, die, obwohl die Abfolge keinen direkten Zusammenhang der Glieder aufweist, folgende Ablagerungsphasen unterscheiden lässt: die chemische, die klastisch-chemische, und die klastische Phase. Diese Phasen sind durch sehr grosse Zeitabschnitte voneinander abgesondert. Zugleich wird auch die Tatsache ersichtlich, dass all diese Entstehungstypen ausschliesslich Landablagerungen einbegreifen, deren Entstehung, hinsichtlich ihres Vorkommens und ihrer chemisch-mineralogischen Zusammensetzung, weiter unten besprochen wird.

I. AUTOCHTONE BAUXITE

Das Hauptziel unserer Studien war die Untersuchung der Bauxite *sensu stricto* aus dem Pădurea Craiului-Massiv. Aus diesen Untersuchungen ergaben sich eine Reihe von Befunden, die unzweifelhaft bezeugen, dass diese Gesteine den Charakter von chemischen Niederschlags-Ablagerungen aufweisen.

Vorkommen und Form der Lagerstätte

Die Bauxite aus dem Pădurea Craiului-Massiv liegen unmittelbar auf massiven Oberjurakalksteinen und formen ein altes Karstrelief (Dolinenboden und Poljen); sie bilden allgemein linsenförmige Körper, deren Dicke nicht grösser als 10–20 m, und deren Länge kleiner als 100 m ist. Zwischen den Bauxiten und dem Kalkstein wurde kein Übergang bemerkt.

Die obere Grenzfläche der Bauxite gegen die neokomischen Süsswasserkalksteine mit *Charophyte* ist immer eben, wobei die letzteren höchstwahrscheinlich in ununterbrochener Ablagerung auf den Bauxiten liegen.

Die Bauxite weisen keine Anzeichen einer primären Schichtung oder Ausrichtung (manchmal nur, eine von orogenen Bewegungen auferlegte Schieferung) auf.

In der Lagerstätte erscheinen sie ohne Spur von epiklastischem Material und in keiner Beziehung zu tonigen oder epiklastischen Gesteinsarten. Seitwärts kann man auch keinen Übergang zu solchen Ablagerungen bemerken.

Die Bauxitlinsen aus dem Pădurea Craiului-Massiv sind verklüftet und von zahlreichen Spalten und Rissen durchzogen, insbesondere an der Grenze mit den Kalksteinen des Liegenden und des Hangenden. Durch diese Spalten und Risse ist ein toniges Trümmelmaterial eingedrungen, das aus den rezenten Lehmablagerungen der Oberfläche durch die Sickerwässer eingeschwemmt wurde.

Chemisch-mineralogische Zusammensetzung

Die Bauxite aus dem Pădurea Craiului-Massiv sind praktisch aus Mineralen zusammengesetzt, die ausschliesslich der Triade Al-Fe-Ti angehören, und die in überwiegender Masse als Oxyde und in untergeordneter Weise als Silikate gebunden sind.

a) *Aluminium*. Die erkannten Minerale sind: *Diaspor*, *Boehmit*, *Hydrargillit*. Der Diaspor ist entschieden vorherrschend, weshalb diese Gesteine, die zu den Monohydraten zählen, auch Diasporite benannt wurden. Das *Hydrargillit* erscheint sehr selten und hat einen sekundären Ursprung. Das in diesen Gesteinen angetroffene Siliziumoxyd ist überwiegend als *Kaolinit* gebunden, und untergeordnet als *Leptochlorit*. Unter hydrothermalen Einfluss kann die Kaolinitmenge ausnahmsweise bis zu 80% ansteigen, in welchem Fall das Gestein zu einem echten Kaolin wird.

b) *Eisen*. Die Eisenminerale sind in allen Bauxittypen aus dem Pădurea Craiului-Massiv vorhanden. Sie prägen ihnen auch die Farbe auf, die also Merkmal zur Unterscheidung dieser Gesteine dient. Das Übergewicht hat das rote *hämatitische* Bauxit, das ungefähr 95% der Bauxite dieses Massivs ausmacht. Hämatit erscheint sowohl unabhängig, als auch in der Mesostase als Hämatogel.

Als hydratisierte Formen wurden erkannt: *Hydrohämatit*, *Goethit*, *Lepidokrokit* (nur Sekundärbildung durch Verwitterung von Hydrothermalen Pyriten) und *Limonit*. Die Eisen(II)-Form ist als *Leptochlorit*, das oftmals die grüne Farbe aufprägt, und als Sulfid gebunden. Es wurde *Pyrit*, insbesondere

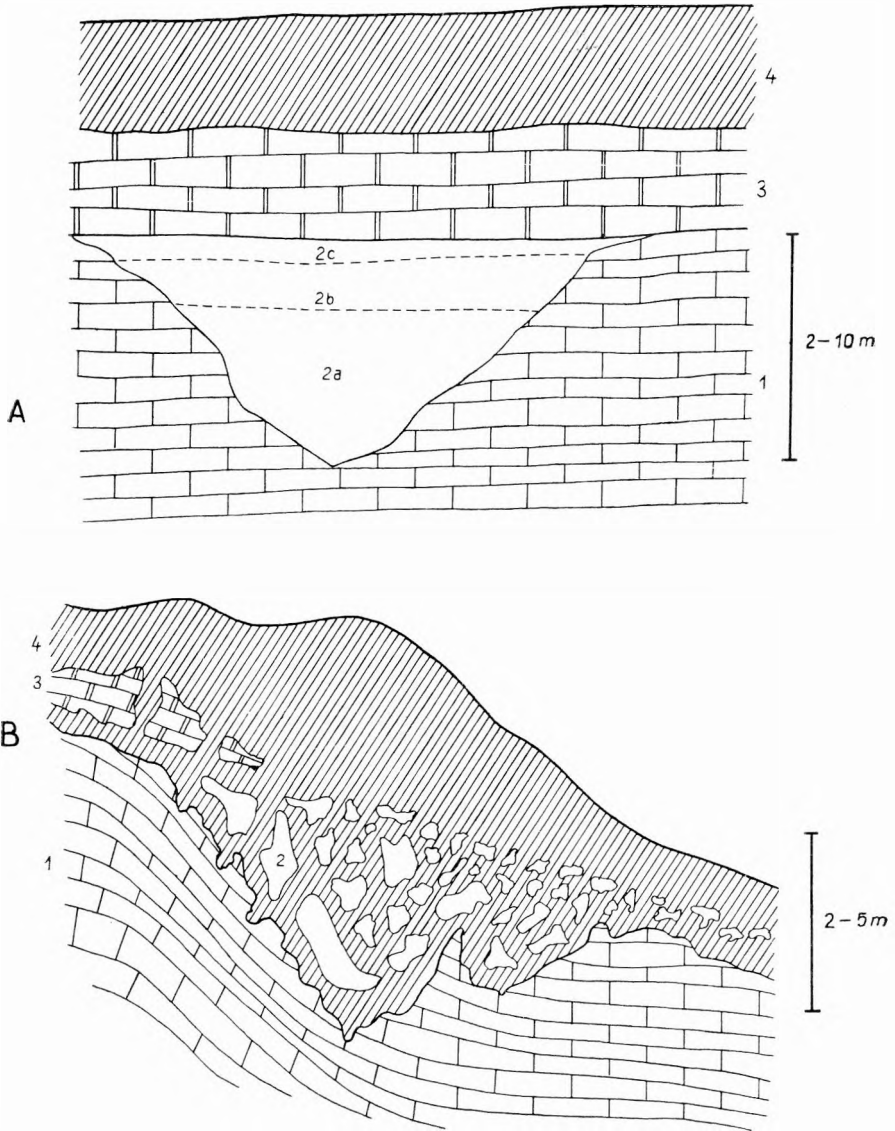


Fig. 2. Autochtone Bauxite — Pădurea Craiului

A. Primärablagerung, B. Sekundäre Ablagerung. — 1. Oberjura Kalkstein, 2. Bauxit (a) ferrischer; b) ferroferrischer; c) ferröser), 3. Neokomischer Charophytaen Kalkstein, 4. Bauxithaltiger Lehm

hydrothermalen Ursprungs erkannt, und man vermutet, dass kolloidales *Hydrotroilit*, mit organischem Stoff vergesellschaftet, ebenfalls in schwarzen Bauxiten vorhanden sei. In einem einzigen Fall wurde *Siderit*, wahrscheinlich hydrothermalen Ursprungs, angeführt.

Bemerkenswert ist, dass unter den Einfluss oberflächlicher und juveniler Lösungen, oder als Folge der vereinten Wirkung dieser beiden Faktoren, während der epigenetischen oder hypergenetischen Phase Auswaschungsvorgänge stattfinden, die die Eisenmenge bis zum Verschwinden herabsetzten. Dieser Vorgang ist vor allem am Rande der Bauxitlinsen zu erkennen.

Dort wo der Einfluss der Hydrothermallösungen oder der weitreichende thermische Einfluss mancher vermuteten magnetischen Körper (banatitisch wahrscheinlich) sich bemerkbar machten, treten hohe *Magnetitmengen* auf. Übrigens scheint dieses Mineral sich ursprünglich in hohen oder ziemlich hohen Mengen in den primären Bauxittypen befunden zu haben. Gegenwärtig erscheint das Magnetit nur noch als Relikt. Die ursprünglichen Kristalle sind mit *Martit* pseudomorphosiert, und in dieser Masse werden vom Magnetit noch winzige Reliktinseln gebildet.

e) *Titan* wird als *Rutil*, *Anatas* oder *Ilmenit* aufgefunden. Diese Minerale wurden wahrscheinlich während der Urdiagenease aus dem komplexen Ursprungsgel ausgeschieden. Das Rutil kann durch supergene Oxydierungsvorgänge entstanden sein, oder auch aus Ilmenit stammen.

Die Bauxite aus der I ădurea Craiului-Massiv enthalten keine Spur von epiklastischen oder organischen Überresten, mit Ausnahme einiger Kalksteinbruchstücke oder Fossilreste, die durch die Verwitterung der Kalksteinmasse, auf die der allitische Gel ausfällt, entstehen (Skireaua-Linse). Aus diesem Grund können in machen Fällen (Cornet) sogar winzige Kalksteinbrekzien mit Bauxitement angetroffen werden.

Strukturell-petrographisch gesehen sind an der Zusammensetzung dieser Gesteine drei Elemente beteiligt: die *Grundmasse* oder Mesostase, die *Ooiden* und die *Spalten*, die mit neuen Mineralen zugeschüttet wurden. Diese entstehen entweder durch supergene Zufuhr (sehr selten Calcit), oder infolge der höchstwahrscheinlich mit dem banatitischen Oberkreidemagmatismus verbundener Hydrothermaltätigkeit (Diaspor, Kaolinit, Pyrit, selten Quarz).

In der grossen Masse der Bauxite (rote und weichelrote Bauxite) weisen die *Coide* konzentrische Strukturen auf, als Folge der rhythmischen Ausfällung. Ihre Form ist spärlich oder ellipsoidal, manchmal leicht verformt. Im Fall der Bauxite mit anderen Urfarben (braun, grün, schwarz) kann man plastisch verformte Spatolithe, zertrümmerte und regenerierte Ooiden unterscheiden. Neben diesen Ooiden findet man untermillimetrisch bis millimetrisch *grosse Fragmente vorherbestehender Bauxite, die sich während der Umlagerung in mehr oder weniger plastischem Zustand befanden*.

Die Farbe bildet das Hauptmerkmal in der Charakterisierung der Bauxite aus dieser Gegend des Apuseni-Gebirges. Sie ist das Ergebnis, im Falle der Primärbauxite, der Mineralform, in der das Eisen gebunden ist, und, im Falle der Bauxite mit Sekundärmerkmalen (Eisenentziehung), der Menge dieses Farbstoffes.

a) *Primärbauxite*. In dieser Hinsicht hat man, für den ersten Fall, eine direkte Beziehung zwischen Farbe, chemisch-mineralogischer Zusam-

mensetzung, und Wert des $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO}$ -Verhältnisses festgestellt. Dieses Verhältnis erlaubte folgende, geochemische Typen zu unterscheiden.

1. Die Eisen(III)-Bauxite bilden die grosse Mehrzahl (über 95%) der Bauxite aus dem Pădurea Craiului-Massiv. Diese Bauxite sind weichelrot und rot gefärbt, und haben einen hohen Hämatitgehalt. Sie haben auch den grössten Oxydierungsgrad, mit einem Wert des Verhältnisses $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} > 20$.

2. Die Eisen(II)-, Eisen(III)-Bauxite können von Eisen(III)-Grundtypus herkommen, durch Verminderung des Redoxpotentialwertes in den Ablagerungsbecken, sowie durch Verminderung des Verhältniswertes ($\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} = 8-4$). Dieser umfassende Typus ist aus zwei, genetisch und evolutiv verschiedenen Serien gebildet:

- Die Serie der roten Bauxite, in welcher der Hämatit besteht, aber wachsende Mengen von Leptochloriten erscheinen.
- Die Serie der braunen Bauxite, in welchen an Stelle des Hämatit —, der Goethit erscheint; die Leptochlorite bestehen weiter.

3. Die Eisen(II)-Bauxite sind durch das Verhältnis $\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} < 4$ charakterisiert. Auch in diesem Fall können zwei verschiedene genetische Serien erkannt werden:

Die Serie der grünen Bauxite (hematit-chloritische Serie), mit leptochloritischen Bauxiten ($\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} = 0,7-3,9$; Mittelwert = 2,3).

Die Serie der schwarzen und braunen Bauxite (Goethit-schwefelige Serie) die durch eine enge Mischung von Leptochlorit und organohydrotroilitischem Kolloidalfarbstoff pigmentiert werden ($\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{FeO} = 1,5$).

In den natürlichen Vorkommen wurden im allgemeinen keine Beziehungen zwischen den oxydierten und den reduzierten Typen festgestellt. Die Befunde lassen auf eine unabhängige Entstehung schliessen, innerhalb von Becken, in denen die Redoxpotentialbedingungen das Auftreten des einen oder anderen lithologischen Type bedingten.

Die weichelroten und roten Bauxite sind in der Mehrzahl zugegen und bilden den ganzen Mineralkörper. Ausnahmsweise erkannte man grüne (Aștileu) oder schwarze (Jofi-Linse, Cheile Albioarei) Bauxitkörper. Ein einziges höchst bedeutungsvolles Vorkommen, die Skireaua-Linse ermöglichte es uns innerhalb desselben Vorkommens den Übergang vom weichelroten Eisen(III)-Grundbauxit, durch den roten Eisen(II)-Eisen(III)-Bauxit, bis zum Eisen(II)-haltigen grünen Bauxit zu verfolgen. (Die Linse hat eine 1,5 m grosse Dicke.) Auf diese Weise wurde die zeitliche Abfolge der ersten Serie bestätigt.

Innerhalb der Goethit-sulfidischen Serie wurden die braunen Eisen(II)-Eisen(III)-Typen selten in Vergesellschaftung mit den schwarzen Eisen(II)-haltigen Typen aufgefunden, aber die strukturell-mineralogischen Merkmale bringen sie unzweifelhaft in grosse Annäherung.

Unter den monohydratischen Aluminiumoxyden herrscht das Diaspor vor, was für die Eisen(III)-Bauxite charakteristisch ist. In den anderen Typen kommt manchmal auch das Boehmit vor.

b) *Bauxite mit Sekundärmerkmalen*: Diese Gesteine entstehen manchmal durch metamorphe Einflüsse, in welchem Falle Umkristallisierungen, charakteristische Mineralbildungen und Farbenumschlag, zu grau im allgemeinen (Remeți) stattfinden, in anderen Fällen dagegen, durch Eisen-

entzugsvorgänge unter hydrothermalen oder supergenen Einflüssen. Die beiden Faktoren (hydrothermale und supergene Lösungen) können auch gleichzeitig einwirken. Der Eisenentzug zeichnet sich durch die stufenweise Farbabschwächung: weichselrot-rot-rosa-gelb-weiss aus.

Im Falle des Hydrothermaleisenentzuges entspricht der Farbenwechsel einer fortdauernden Kaolinitisierung, die bis zu echten Kaolin mit 80% Kaolinit reicht. In dem Falle des Exogeneisenentzuges tritt, im Verhältnis zum ursprünglichen Bauxit, eine Anreicherung an Liaspor an. Bei Hydrothermaleisenentzug kann manchmal die Farbe ebenfalls zu grau umschlagen (Aștileu).

Der Eisenentzug unter Exogeneinwirkung führt in erster Reihe zur Oxydierung des Eisens, welches mobilisiert und sich in den Spalten oder Linsenrandzonen anhäuft.

Der Chemismus der Bauxitlinsen zeichnet sich durch eine bemerkenswerte Einheitlichkeit innerhalb des ganzen Körpers aus, ohne dass man von einer Aufeinanderfolge in der Ausfällung der drei Kationen der Triade (Al, Fe, Ti) sprechen könnte.

Die grosse Masse der weichselroten und roten Bauxite ist sehr reich an Gesamteisen (18–40% Fe_2O_3), hat einen Aluminiumoxydgehalt von 45 bis 60% und weist konstante Mengen TiO_2 (2,5–3,5%) auf. Diese Ergebnisse führen zu der Schlussfolgerung, dass die drei Elemente aus sauren Lösungen, infolge des plötzlichen Ansteigens des pH-Wertes, gleichzeitig ausfällten.

Gleichzeitig mit dem Übergang zu Formen mit verringertem Eisen(II)-Gehalt bemerkt man eine leichte Abnahme der Gesamteisenmenge und eine mehr oder weniger parallele Zunahme des Aluminiumoxydgehaltes.

Der Gehalt an Spurenelementen zeichnet sich durch einen Überschuss an gewissen, den magmatischen basischen Gesteinen eigenen Elementen (Ni, Co, V) aus. Überschuss der im allgemeinen von den Eisen(III)- zu den Eisen(II)-haltigen Formen ansteigt, und in manchen Fällen durch eine Zufuhr an hydrothermalen Elementen (Pb, Cu, Zn), gekennzeichnet wird.

Genetische Schlussfolgerungen

Auf Grund der bisher dargebotenen Ergebnisse konnten folgende, den Ursprung der Bauxite aus dem Pădurea Craiului-Massiv betreffende Schlussfolgerungen aufgestellt werden:

Das Urmaterial war eine silikathaltige Ablagerung, wahrscheinlich *pyroklastischen* Ursprungs. Wir geben zu, dass dieses Material aus feinen basischen Pyroklastiten aus der Unterkreide stammt, die ihrerseits als Folge von vulkanischer Tätigkeit erscheint. Diese letztere ist vom basischen (ophiolitischen), der Unterkreide eigenen Magmatismus aus dem südlichen Teil des Apuseni Gebirges (Diabase, Spilite), abhängig. Wir nehmen an, dass dieser Stoff einem vorhergehenden Siliziumentzug unterworfen wurde, dem eine bedeutende Anreicherung an Al-, Fe- und Ti-Ionen folgte. An der Oberfläche der zu Anfang der Kreideformation trockengelegten Jurariffkalke abgelagert, verwitterte dann das Material und wurde in heterotropher Sumpfumgebung (Moorland mit wichtiger Bakterientätigkeit), wo sehr niedrige pH-Werte auftreten (sogar unter 3), in Lösung gebracht. So konnten die Ionen vollkom-

men in Lösung gehen und auf diese Weise wurde das pyroklastische Urmaterial vollständig aufgelöst.

Unserer Meinung nach wäre der Ausfall der Bauxite in einer nächstfolgenden Phase erfolgt, durch die Mischung der Aluminium-, Eisen(III)- und Titanhaltigen Lösungen mit dem bikarbonathaltigen Karstwasser, die zum Ansteigen des pH-Wertes und, als Folge, zur schnellen Ausfällung des primären allitischen Materials führte. Die betreffende Lösung hatte wahrscheinlich kolloidale Merkmale aufgewiesen und wurde durch Humussäuren stabil gemacht. Unter Einwirkung karbonatischer Wässer wurden in diesem Falle die Schutzkolloide, welche die Stabilität der Lösung sicherten, entfernt.

So kann die Gleichmässigkeit des Chemismus in der ganzen Linsenmasse erklärt werden, wie auch die Tatsache, dass diese Gesteine das Karstrelief abformen, worauf winzige Becken (Dolinen, Mulden, tiefe Täler), innerhalb deren der Ausfällungsvorgang erfolgte, befindlich sind, und dass manchmal die Bauxite in die älteren Spalten eindringen (Ponița).

Der geochemische Ablagerungsfazies verhielt sich während der ersten und wichtigsten Bauxitbildungsphase stark oxydierend. Ende der Bauxitablagerung erfolgen wieder Versumpfungen mit gleichzeitiger Bildung von reduzierend-saurem Milieu. Sie entwickeln sich entweder direkt auf der Kalksteinmasse oder, seltener, in Übereinanderfolge über den vorigen Eisen(III)-Bauxiten.

Während dieser Phase entstehen Bauxitschlämme, in denen das Material manchmal nach einer vollständig lokalen Aufarbeitung entstanden ist.

Man beobachtet die zwei Entstehungsrichtungen und es erfolgt die Anhäufung der Eisen(III)- und der Eisen(II)-haltigen Bauxite, in denen auch kleine Mengen organischer Stoffe eingeschlossen werden.

Weiterhin weicht das moorige Milieu einem grösstenteils aeroben lakustrischen Milieu, wo sich die Kalksteinabsätze mit *Charophyten*, *Ostracoden* und *Gastropoden* (woraus dann der Neokomkalkstein in Hangenden der Bauxite entstand) ablageren.

Kennzeichnend ist die Ablagerungskonkordanz der schwarzen Bauxite (eine 30 cm dicke Schicht) zu dem Kalkstein mit *Charophyten*, innerhalb der Jofi-Linse bei Cheile Albioarei.

Wir haben früher auf die Ähnlichkeit zwischen den Bauxiten aus dem Pădurea Craiului- und denen aus dem Poiana Ruscă-Massiv hingewiesen.

II. ALLOCHTONE BAUXITE

Die epiklastisch-chemischen, aus der gleichzeitigen Ablagerungen des Allitgels und eines tonigen Trümmermaterials hervorgegangenen Bauxite gliedern sich, wie schon gesagt, in zwei Gesteinsarten. Zum Unterschied von den vorhergehenden, erscheinen diese Gesteine mit ton-epiklastischen Komplexen verbunden, enthalten oft Trümmer und sind manchmal geschichtet (*Sohodol*).

1. Die Bauxite aus dem *Sohodol-Cimpeni*-Gebiet (Apuseni Gebirge) sind durch die Aufarbeitung eines vorherbestehenden bauxitischen Materials mit untergeordneter Trümmerzufuhr entstanden. Sie lagern auf den Marmorkristal-

linenkalkstein der Aries-Serie und sind manchmal, durch Spalten und an den Schichtflächen, in die Kalksteine eingedrungen.

Petrographisch gesehen unterscheidet man einen allitisch-tonigen und einen allitisch-tonig-psammitischen Typus.

Der erste Typus ist aus der engen Mischung von Hydrat-aluminiumoxyden und Ton (Kaolinit) hervorgegangen, der letztere Typus enthält dazu noch schwankende Schuttmengen. Beide Typen sind reich an Hämatit; dessen Gehalt kann in den allitisch-tonigen Gesteinen bis über 25% Fe_2O_3 betragen. Diese Gesteine befinden sich in der Sohle der Gosauformation mit Kohlen und winzigen *Hippuriten*-Riffen und weisen auf ein litorales Übergangsmilieu hin, worin sich einige Moore entwickelt haben.

Die stratigraphische Lage ist mit der aus dem Pădurea Craiului-Massiv vergleichbar, wo den Bauxiten Kalksteine mit *Charophyten* folgen.

In den Sohodolbauxiten erkennt man einen stufenweisen Übergang von den nicht stratifizierten hematitischen Eisen(III)-Bauxiten aus dem Grund, zu den Eisen(II)-Bauxiten in welchen sich die reduzierte Eisenform in Lep-tochloriten, Sideriten und in Pyriten befindet. Im oberen Teil befinden sich echte kohlenbauxitische Schiefer, die das Endstadium der Bauxitengnese, nach welcher eine neue Meeressingression folgt, die durch Unterlagerungen im Gosaufazies mit kleinen *Hippuriten*-Recifen markiert ist.

Unserer Meinung nach ist der Ursprung der Sekundärbauxite aus dem *Sohodol-Cîmpeni*-Gebiet an die weitgehende Aufarbeitung eine bauxitischen

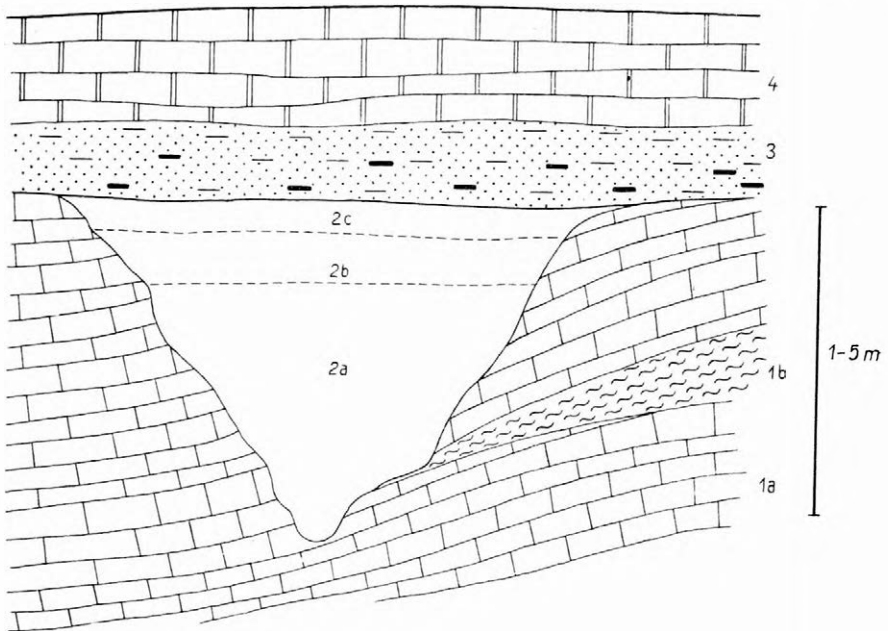


Fig. 3. Allochtone Bauxite — Sohodol

Arieseni Kristallin (1a = marmorartiger Kalkstein; 1b = mesozonale Schiefer); Bauxit (2a = ferri-hematitischer, 2b = ferro-sideritischer, 2c = ferröser, pyrit-kohlenhaltiger); Tonartige und sandsteinartige Kohlenschichten (3); Hippuritenkalk (4)

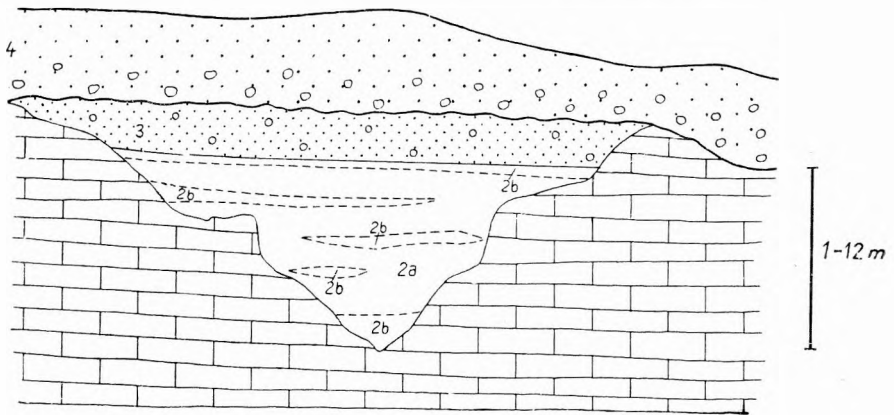


Fig. 4. Allochtone Bauxite — Hațeg Becken

Jura oder Neokom-Kalksteine (1); Bauxit (2a = ferrischer, 2b = tonartiger); Sandsteine und Alenbi-Mikrokonglomerate (3); Detritischer transgressiver Cenoman-Komplex (4)

Urmaterials gebunden. Dieses Urmaterial stammt aus Körpern, die sich auf dem weiten, aus kristallinen Kalksteinen bestehenden Karstmassiv an dem Südhang des Arieșu Mic, befinden konnten.

Der sehr hohe Eisengehalt, wie auch der Gehalt an basischen Gesteinen eigenen Spurenelementen, lassen uns auch die hypothetischen Urbauxite, an die wir diese Nebenablagerungen anschliessen, auf die Verwitterung von basischen, wahrscheinlich ebenfalls aus der Unterkreide stammenden Cineriten, zurückführen.

Ein langwieriger Verwitterungsvorgang setzt die Urbauxite zu einem feinen, pelitisch bis kolloidalen Material herab. Das aluminiumhaltige Material und das Eisenhydroxyd wurde von dem Moor-, oder Seewasser, gleichzeitig mit dem vom Wassernetz zugeführten gewöhnlichen Schutt, abgeführt. Die Peptisierung wäre in diesen Fall auch den Humussäuren zu verdanken. Der Ausfall erfolgte, als Aluminium- und Eisenhaltige Gewässer sich mit dem bikarbonatreichen Karstgewässern vermengten. Gleichzeitig haben sich das tonige Material und die vorhandenen Schuttzugaben im Lager festgesetzt.

Die Annahme, dass diese Bauxitgesteine aus den vorherbestehenden Urbauxiten auch mit zugeführten exogenen epiklastischen Material (nur spezifische Minerale, Muskovit und Calcit) abgeleitet sind, wird durch die Tatsache bestätigt, dass das hauptsächliche tonige Mineral das Kaolinit ist.

2. Die Bauxite aus dem Hațegbecken (Südkarpaten) bilden den zweiten Typus der allochthonen Bauxite aus den rumänischen Formationen. Sie erscheinen über den Jura- und Neokomkalken und charakterisieren sich durch eine grosse chemisch-mineralogische Gleichförmigkeit. Sie sind aus *Boehmit*, *Kaolinit* oder *Dickit*, mit grossen Mengen von *Hämatit* und ganz kleinen von *Leptochlorit*, *Anatas*, selten *Goethit* und epiklastischen Hinzufügenden von *Muskovit*, teilweise kaolinitisiert, gebildet. Diese Ablagerungen füllen die karstischen Senkungen aus, gerade so wie alle die anderen rumänischen Bauxiten.

Im Grund dieser Ablagerungen sind bauxit-tonige oder feinsandige Ablagerungen. Diese Gesteine, ohne Stratifikation, haben eine Dicke von 7–10 m,

sind makroskopisch sehr gleichförmig, zeigen aber eine sehr grosse Verschiedenheit im Verhältnis Boehmit—Kaolinit (es können sehr kleine Mengen Kaolinit oder echte boehmitisch-hematitische Kaolinite, mit über 70% Kaolinit, manchmal mit epiklastischem Material vorkommen).

Die Bauxite aus dem Hațegbecken sind im allgemeinen von nicht stratifizierten, roten oder grauen *Sandsteinen* bedeckt. Diese Sandsteine, so wie die subjacenten Bauxite sind dem Alb zugeschrieben. Darüber befinden sich die Sandsteine und Konglomerate welche die cenomanische Transgression markieren.

Unserer Meinung nach entstanden diese Gesteine, so wie die Sohodolbauxite, aus der Aufarbeitung eines vorherbestehenden bauxitischen Materials, welches in einem grossen Masse verkleinert (Peliten) und in Lösung gebracht wurde.

Agenten mit grosser Transportkapazität brachten diese Gesteine in Karstsenkungen, wo sie in kohlensauren Wässern niedergeschlagen wurden.

Die grossen Grundkieselstein-Ablagerungen entsprechen entweder einer anfangsgravitationellen Differenzierung, oder einem vorherbestehendem Schlamm am Grund der Karstsenkungen, gemischt mit dem allochthonen Eisen (II)—Aluminium Material.

Der Niederschlag der Hațegbauxite, zum Unterschied von den Sohodolbauxiten fand in einer einzigen nett aeroben Phase statt.

III. REZENTE TONIGE TRÜMMERABSÄTZE (LEHM) MIT BAUXITGEHALT

Dieser Gesteinsgruppe gehören die aktuellen Quartärablagerungen an, die das Karstplateau des Pădurea Craiului-Massivs bedecken, worin grosse Mengen Bauxitbruchstücke und -Körner eingeschlossen sind, die manchmal echte Sekundärlagerstätte bilden. Diese Sedimente zeichnen sich durch eine fortgeschrittene Entkalkung und durch mannigfaltige Eisenoxydzufuhr aus. Ihre Grundmasse besteht aus Ton (Kaolinit und untergeordnet Montmorillonit), sowie aus Bauxitkörnern und Trümmermaterial kristallinen Ursprungs. Bemerkenswert ist, dass diese Ablagerungen bis ins innere der Bauxitlinsen vordringen, wie auch an deren Grenzflächen zu den vergesellschafteten Kalksteinen, entlang der Spalten und Klüfte (P. ROZLOZNIK, D. PATRULIUS; V. C. PAPIU, S. MÎNZATU).

Wir geben zu, dass die Gliederung der Bauxitlinsen in den durch Erosion an die Oberfläche gebrachten Körpern, unter Einwirkung der Frostsprengung während der Eiszeiten erfolgte, und dass die Materialverlagerung im Periglazial durch Bodenflussung auf Dauerfrostboden bewirkt worden ist.

Das Auftrauen während der Interglazialzeiten bewirkte das Vordringen dieses Materials den Spalten entlang, gleichzeitig mit dem von Pflanzenüberresten, worauf das Vorhandensein von kleinen Mengen organischer Stoffe und mancher Zellengerüste von *Gramineen* und *Cyperaceen* (Phytolite), die im Absatz befindlich sind, zurückgeführt werden kann.

Die letzte nacheiszeitliche Überschwemmung verhalf zur Verbreitung dieses feinen tonigen Schuttes zwischen die Bauxitblöcke und -Fragmente. Der Schutt stammt teilweise aus dem vorherbestehenden kristallinen Gestein,

woraus die gegenwärtige Grundmasse besteht. Die Überschwemmung hatte aber nicht die zur entsprechenden Verfrachtung des Grobmaterials (Gesteinsblöcke, -Fragmente) nötige Kraft.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Karstbauwite, welche im karpatischen Orogen in Rumänien erkannt wurden, sind in drei genetische Kategorien gruppiert; autochtone Bauxite, allochtone Bauxite und ton-epiklastische Ablagerungen (Lehm) mit bauxitischem Material.

Die erste Gruppe umfasst die auf der Oberfläche der Oberjurakalke niedergeschlagenen Bauxite, aus dem Pădurea Craiului Gebirge (Apuseni-Gebirge), unterkreide Alters (Wealdien). Ihr Ursprung soll sich in diabasischen desilifizierten Pyroklastiten befinden, welche in Lösung gingen, mit Hilfe der hyper-sauren Wässer eines heterotrophen Sumpfwassers, aus welchen sie nachher niederschlugen, infolge der Mischung mit karstischem (kohlen-saurem) Wässer und der Steigerung des pH-Wertes.

Die zweite Gruppe umfasst die allochtonen Bauxite, entstanden als Folge eines ähnlichen Niederschlages, aus einer Mischung von pelitischem und kolloidalem Material, welches von vorherbestehenden hypotetischen Bauxiten stammt. In dieser Gruppe befinden sich die Bauxite der Gosauformation (Santonien) von *Sohodol* (Valea Arieșului—Apuseni Gebirge) und die Bauxite aus dem Hațegbecken (Südkarpaten). Die Ersten wurden in veränderlichen Redoxpotential-Bedingungen abgelagert (hämatitische, leptochloritische, sideritische oder kohlenpyritische Gesteine). Die Hațegbauwite haben sich in ausschliesslich aeroben Bedingungen angehäuft (deswegen sind die reich in Hämatit).

In der dritten Gruppe befinden sich die ton-epiklastischen Ablagerungen (Lehme) von aktuellen pleistocenem Alter, Ablagerungen welche grosse Mengen von umgelagerten Bauxitbruchstücken und -Körnern enthalten und welche das Karst-Plateau des Pădurea Craiului-Gebirge bedecken. Die Formation stammt aus periglazialer Zeit und sie wurde infolge der letzten postglazialen Überschwemmung auf dieser Oberfläche verbreitet.

LITERATUR

- LUPU, M., LUPU, D. 1955: Raport privind Cretaciul superior din bazinale Vidra și Sohodol-Cimpeni. — Arh. Inst. Geologic București.
- MURGEANU, V., PATRULIUS, D. 1960: Les formations mésozoïques de la Roumanie. — An. Inst. Geol. Hongr.
- PAPIU, V., MÎNZATU, S. 1966: Asupra prezenței fitolitelor opalice în rocile argilo-destritice asociate bauxitelor din Mas. Pădurea Craiului Dări de seamă ale Sedișelor Institutului Geologic. — Vol. LIII/2 — București.
- PAPIU, V., MÎNZATU, S. 1967: Geneza bauxitelor de peteritoriul R. S. România. — Revista Minelor vol. XVIII. No. 5, București.
- PAPIU, V., MÎNZATU, S., IOSOF, V., GIUȘCĂ, R. et JACOTĂ, GR. 1967: Contribuții la cunoașterea alcătuirii mineralogice și genezei lehmului bauxitifer din Mas. Pădurea Craiului. — Dări de Seamă ale Sedișelor Inst. Geologic vol. LIV/1 (1968) București.

- PAPIU, V., MÎNZATU, S., IOSOF, V., et UDRESCU, C. 1967: Caracterele chimico-mineralogice ale bauxitelor din Masivul Pădurea Craiului. — (sub tipar.).
- PAPIU, V., IOSOF, V. et UDRESCU, C. 1967: Etude des éléments mineurs des bauxites du massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni — République Socialiste de la Roumanie). — Assoc. Geol. Carpato-Balk. VIII^{ème} Cong. Sept. 1967. Rapp. Miner Geol. Age absolu, Belgrad.
- PATRULIUS, D. 1956: Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. — Dări de Seamă ale Sediștelor Inst. Geol., vol. XL, București.
- ROZLOZSNIK, P. 1918: Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar (Királyerdő). — Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Budapest.
- STILLĂ, Al. 1965: Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru bauxită la Ohaba-Pui (M-ții Sebeșului). — Arh. Inst. Geologic, București.

V. CORVIN PAPIU,
SILVIA MÎNZATU,

V. IOSOF,
Institut Géologique
Sos. Kiseleff N^o 55
Bucurest
(Roumanie)

TAFELN

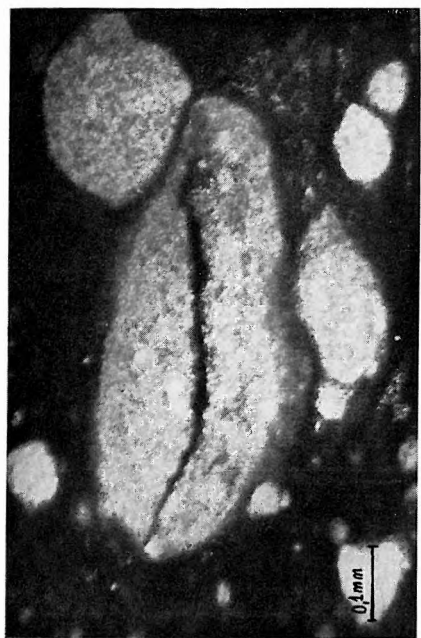
TAFEL N° I.

1. Deutlicher Kontakt zwischen Oberjurakalk und Bauxit. — Pădurea Craiului Massiv.
|| Nic.
- 2., 3. Deformierte Ooide (Spastolithe) in grünem Bauxit. — Pădurea Craiului Massiv.
|| Nic.

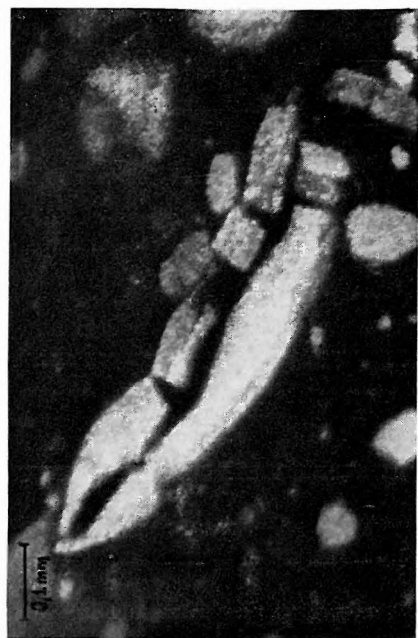


1

2



3

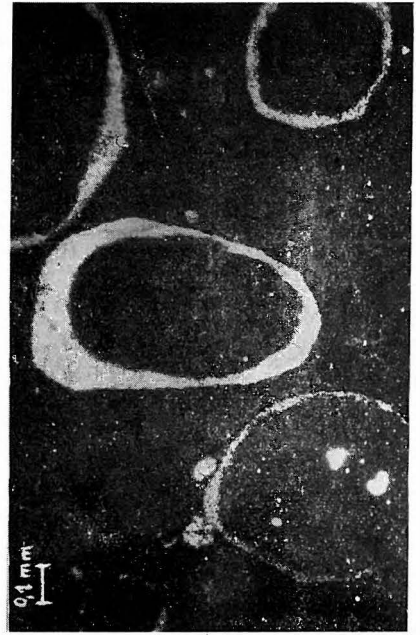


TAFEL N^o II.

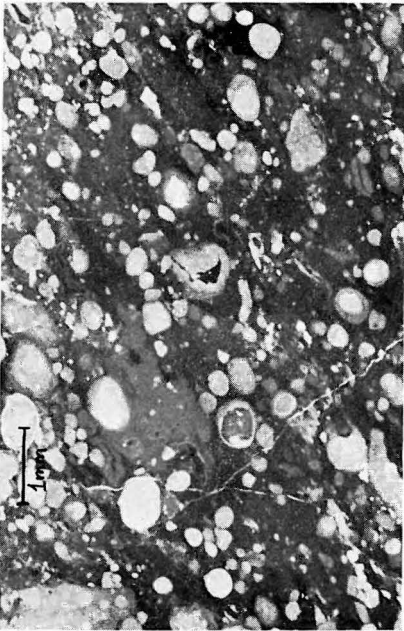
4. Fragmentierter Coid. In grünem Bauxit fragmentierter Ooid. — Pădurea Craiului Massiv. || Nic.
5. Weichselkirschenroter Bauxit. — Pădurea Craiului Massiv. || Nic.
6. Leptochloritischer grüner Bauxit. — Pădurea Craiului Massiv. || Nic.
7. Grauer Bauxit mit Pyrit-Imprägnationen. — Pădurea Craiului Massiv. || Nic.



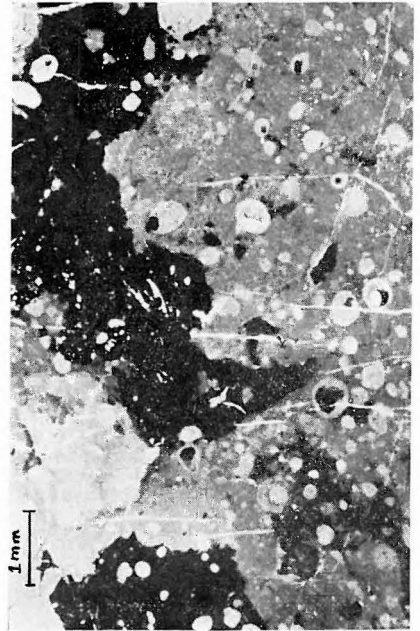
4



5



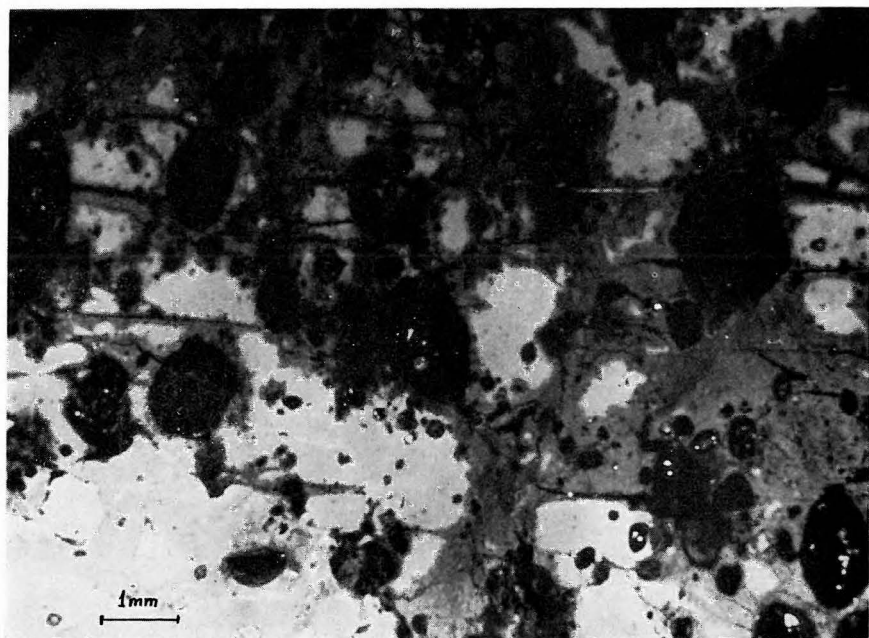
6



7

TAFEL N^o III.

8. Enteisener Bauxit. — Pădurea Craiului Massiv. || Nic.
9. Bauxit mit detritischem Material (Muskovit). — Sohodol-Cîmpeni Gegend. || Nic.
10. Gelber Bauxit mit Karbonaten (Siderose). — Sohodol-Cîmpeni Gegend. || Nic.



8



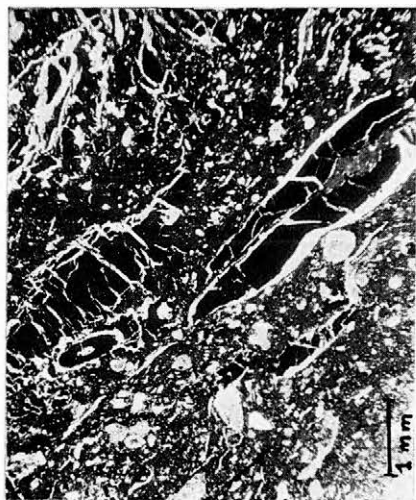
9



10

TAFEL N° IV.

- 11.* Kohlenhaltige Bauxit-Schicht mit Pyrit. — Sohodol-Cîmpeni Gegend. || Nic.
- 12.* Kaolinisierter Muskovit in allochtonem Bauxit. — Hațeg-Becken. || Nic.
- 13.* Detritischer Turmalin in allochtonem Bauxit. — Hațeg-Becken. || Nic.
- 14.* Bauxit mit interstitieller Kaolinitmasse. — Hațeg-Becken. || Nic.



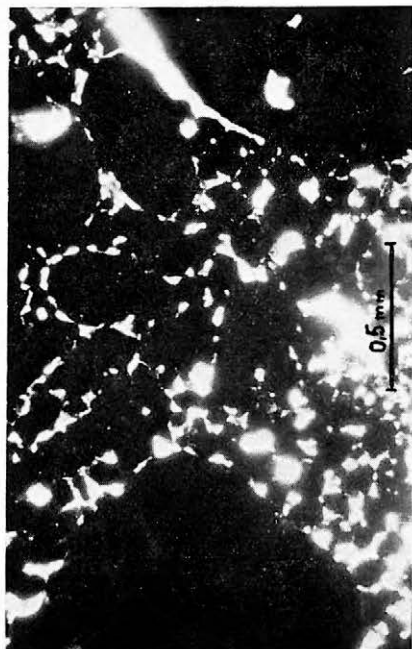
11



12



13



14



OBSERVATIONS ET INTERPRÉTATIONS NOUVELLES SUR LES BAUXITES DU NORD-EST DE L'ESPAGNE

(STRATIGRAPHIE, PALÉOGÉOGRAPHIE, GENÈSE)

par

P. J. COMBES

(France)

La bauxite fut signalée pour la première fois en Espagne par J. ALMERA (1900) dans la région de Barcelone (affleurement de Roca Vidal). Depuis lors de nombreux gisements furent découverts, essentiellement dans le NE du pays (Catalogne): provinces de Barcelone, Lerida, Tarragone, Teruel, Castellon de la Plana (fig. 1). Il en existe également en très petites quantités au Nord-Ouest dans la province du Leon où, d'après M. FONT ALTABA et J. CLOSAS MIRALLES (1960), la bauxite est située dans le Dévonien moyen.

On a longtemps cru que les gisements du NE de l'Espagne pourraient permettre le développement d'une industrie de l'aluminium. Malheureusement, les recherches montrèrent que le minerai était trop riche en silice et que les réserves de bonne bauxite étaient très restreintes. A l'heure actuelle la plupart des gisements sont abandonnés, seul celui des Coms (province de Lerida, N d'Alos de Balaguer) est encore exploité par la Compagnie « La Alquimia ».

De nombreux auteurs apportèrent leur contribution à la connaissance des bauxites de l'Espagne. Parmi les plus importants nous citerons: J. R. BATALLER (1918, 1943), M. FAURA SANS et J. R. BATALLER (1920), P. HERNANDEZ SAMPELAYO (1920), J. CLOSAS MIRALLES (1945, 1954, 1957), J. M. RIOS et A. ALMELA (1950), A. F. DE LAPPARENT (1950), M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1950, 1954), J. GARCIA SENERIZ (1950), J. JUNGWIRTH (1951), F. MOTTA et E. ROCH (1962).

Nous ne pouvons pas, dans le cadre restreint de cette étude, analyser en détail tous les travaux. On peut dire que, dans l'ensemble, au début de la présente décade, la position stratigraphique des bauxites était assez bien établie pour le NE de l'Espagne sauf dans le NE du Maestrazgo. Dans ces régions en effet le cadre géologique était mal connu et les attributions stratigraphiques pour les roches bauxitiques étaient incertaines ou contradictoires.

Au point de vue minéralogique on savait que les paragenèses des bauxites catalanes étaient comparables à celles des gisements du Languedoc et de la Provence: kaolinite, hématite, goethite, avec des proportions plus ou moins importantes de boehmite/gibbsite et parfois un peu de diaspore (R. M. FONT TULLOT 1951).

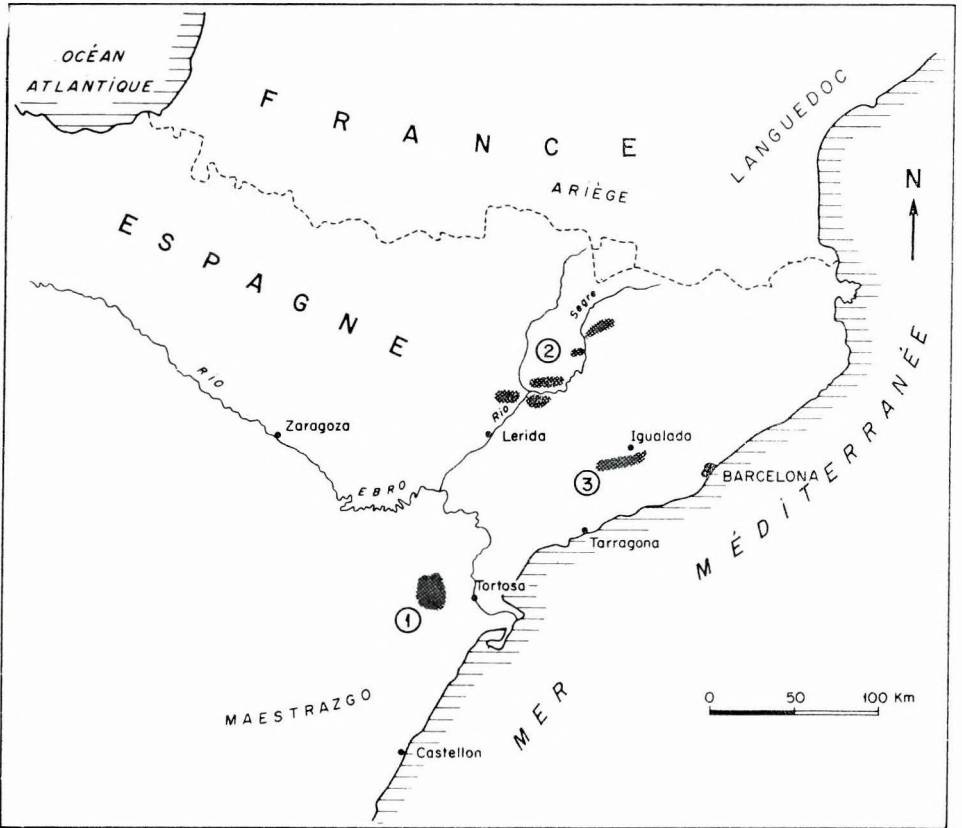


Fig. 1. Localisation géographique des bauxites et des argiles latéritiques du Nord-Est de l'Espagne

1. Gisements du Maestrazgo nord-oriental, 2. gisements des Pyrénées de Lerida, 3. gisements de la région de Barcelone

Pour ce qui est de la genèse, il semble que la plupart des auteurs se soient orientés vers une origine autochtone ou par-autochtone. La bauxite proviendrait de l'altération d'argiles de décalcification accumulées dans les cavités karstiques du substratum calcaréo-dolomitique. Cette opinion, soutenue en particulier par M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA et J. CLOSAS MIRALLES, n'est pas acceptée par F. MOTTA et E. ROCH. Ces derniers pensent que les bauxites seraient néocomiennes et bédouliennes et proviendraient du lessivage ou du vannage de séries continentales wealdiennes connues dans le Maestrazgo et les pays cantabriques.

Ici encore par conséquent, comme en France, deux tendances opposées étaient en présence, l'une classique reprenant et développant les idées appliquées au Languedoc et à la Provence par J. DE LAPPARENT (1930), l'autre nouvelle en Espagne faisant de la bauxite une alluvion latéritique ou même un loess.

Pour notre part, nous avons entrepris, à partir de 1963, des recherches sur la genèse des bauxites du NE de l'Espagne — et en particulier de la partie nord-orientale du Maestrazgo — dont les résultats sont consignés dans des notes préliminaires (P. J. COMBES *et al.* 1966, P. J. COMBES 1966, 1967) et dans un travail d'ensemble (P. J. COMBES 1969). Dans les lignes qui vont suivre nous résumerons les principales données en abordant successivement: 1. les gisements du Maestrazgo nord-oriental, 2. les gisements des Pyrénées de Lerida, 3. les gisements de la région de Barcelone (fig. 1).

LES GISEMENTS DU MAESTRAZGO NORD-ORIENTAL

Les gisements de ces régions ont été décrits par J. CLOSAS MIRALLES (1945, 1954) et par M. SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1950, 1954) dans les secteurs de Fuentespalda, Horta de San Juan et au S de Beceite. Ces auteurs ont montré qu'il existait de véritables bauxites en poches karstiques et des argiles latéritiques en affleurements de type couche. Ces faciès, très différents du point de vue chimico-minéralogique, furent assimilés à une seule et même formation. La plus courte lacune serait représentée à Fuentespalda (mur jurassique supérieur, toit albien), la plus longue à Horta de San Juan et au Pantano de la Pena (mur jurassique, toit oligocène ou éocène). Les affleurements au S de Beceite n'étaient pas très bien définis puisqu'ils étaient placés au-dessus de l'Aptien ou en-dessous.

L'étude géologique du NE du Maestrazgo nous a amené à distinguer plusieurs types de bauxites ou d'argiles latéritiques et à rectifier certaines attributions antérieures. Nous avons montré qu'il n'y avait pas un seul horizon bauxitique ou latéritique, mais plusieurs, dans le Barrémien et le Crétacé supérieur. Enfin, au cours de nos levés cartographiques nous avons découvert de nouveaux et importants affleurements d'argiles latéritiques notamment dans la région de Fredes.

Les bauxites et argiles latéritiques du Maestrazgo nord-oriental peuvent être divisées en 4 types principaux d'après leur position stratigraphique (fig. 2 et 3, pour les types 1 à 3 seulement):

Type 1. Il s'agit de véritables bauxites en poches karstiques bien représentées à Fuentespalda entre les calcaires à Ammonites du Kimméridgien inférieur (A. F. DE LAPPARENT 1950) ou du Dogger (J. ROSELL SANUY 1966) et les sables, grès et argiles ligniteuses du faciès continental d'Utrillas. Ce dernier est considéré comme albien (p.p.) par H. SAEFFTEL (1959) dans les régions voisines, mais il est probable que ce faciès puisse descendre dans l'Aptien d'après les renseignements fournis par les études palynologiques effectuées sur les argiles ligniteuses du toit de la bauxite de Fuentespalda. La bauxite pisolithique, brun-rouge sombre, contient: kaolinite, hématite/goethite, gibbsite/boehmite et de faibles proportions de diaspre.

L'aspect hétérogène de la bauxite dans certaines poches de Fuentespalda peut être attribué, comme à Bédarieux (France), au démantèlement d'un ancien horizon bauxitique sous l'action d'une karstification dans son mur postérieure à la formation de la bauxite. Ces dissolutions karstiques sont probablement intervenues dès le Crétacé inférieur et se sont peut-être poursuivies

tardivement (peut-être même après l'orogénèse tertiaire) en même temps que des transformations épigénétiques dues à l'oxydation des argiles ligniteuses et pyriteuses du toit.

Type 2. Ce type est caractérisé par des argiles latéritiques ferrugineuses situées à la base du Barrémien. La roche est rouge plus ou moins sombre, à cassure conchoïdale, parfois flammée et pisolithique. Elle forme un seul horizon qui peut se suivre sur plusieurs kilomètres et atteindre couramment 10 m d'épaisseur (dans certain cas une vingtaine de mètres). Au toit immédiat viennent des calcaires à *Charophytes* souvent rubéfiés surmontés par le Barrémien marneux et calcaire à dominance marine. Ces argiles latéritiques contiennent essentiellement: kaolinite (mal cristallisée), goethite, hématite, parfois quelques pour-cent de boehmite.

Type 3. En certains points (en particulier dans la région de Fredes) le Barrémien marneux et calcaire à dominance marine passe latéralement à des calcaires blancs et roux à *Charophytes* sur 250 m d'épaisseur environ. Ces calcaires sont riches en horizons d'argiles latéritiques à différents niveaux. Ces derniers forment des lentilles d'épaisseur et d'extension variables: quelques décimètres à plusieurs mètres, quelques dizaines de mètres à un kilomètre environ. Les faciès et la composition chimico-minéralogique sont sensiblement analogues à ceux des argiles latéritiques de type 2.

Type 4. Le type 4 est nettement distinct des précédents puisqu'il fait partie du Crétacé supérieur et peut être rapporté au Rognacien. Ce sont des argiles latéritiques siliceuses (kaolinite, quartz, hématite), compactes, dures, à grain très fin, qui se fragmentent en éléments anguleux ou à cassure conchoïdale. La teinte générale est violacée, constamment bariolée de blanc et de rougeâtre, avec des zones hématitiques indurées brun-rouge sombre. Les épaisseurs sont de 10 à 15 m au-dessus des calcaires turono-sénoniens. Au toit viennent les formations argilo-conglomératiques tertiaires à la base desquelles, à Horta de San Juan, s'observent des faciès à très rares *Gastéropodes* vraisemblablement rognaciens.

Genèse

Nos études ont montré que l'origine des bauxites et des argiles latéritiques du Crétacé inférieur est liée à l'altération de type ferrallitique de sédiments terrigènes argileux déposés dans des zones littorales au cours du Barrémien. Nous avons effectivement pu observer en quelques points l'altération de marnes gréseuses (parfois à *Charophytes*) en argiles latéritiques.

Les altérations apparurent à la base du Barrémien avec les premières manifestations transgressives de la mer sur les marges méridionales du Massif de l'Ebre dont les étendues émergées au Nord s'étaient largement développées lors de la période régressive de la fin du Jurassique et au Néocomien. La région fut alors recouverte de lagunes et de marécages où se déposèrent des sédiments marneux altérés en argiles latéritiques de type 2 à la faveur d'oscillations négatives du niveau de base marin.

Ensuite, au cours du Barrémien, des sédiments argilo-calcaires à dominance marine apparurent sur l'ancienne plaine laguno-marécageuse. Toutefois,

dans le prolongement sud-ouest et sur la bordure méridionale d'une ride émergée, rattachée au Massif de l'Ebre, axée sur le Mt Caro-Serresoles (fig. 3), des faciès calcaires lacustres (calcaires blancs et roux à *Charophytes*) se développèrent pendant que se déposaient des marnes dans le milieu marin voisin. Cette surface continentale fut périodiquement plus ou moins recouverte par des sédiments marneux (transgression marine ou débordement de crue?) qui furent ensuite ferrallitisés, comme pour le type 2, en argiles latéritiques de type 3.

Dans les secteurs septentrionaux — les plus avancés à l'intérieur du Massif de l'Ebre — les sédiments barrémiens à dominance marine ne se déposèrent pas. Dans ces régions en bordure de la mer barrémienne, les argiles latéritiques de type 2 purent poursuivre leur altération.

A l'Aptien ou dès la fin du Barrémien, la mer s'étala dans tout le NE du Maestrazgo recouvrant la ride laguno-lacustre du Mt Caro-Serresoles et stoppant ainsi la formation des argiles latéritiques de type 3. Vers le Nord, les limites de la mer aptienne étaient à peu près les mêmes que celles du Barrémien de sorte que les argiles latéritiques de type 2 pouvaient évoluer en bauxite (type 1). Ces dernières purent commencer à se karstifier et à subir même un remaniement partiel. A l'Aptien supérieur une régression s'amorça (faciès récifal urgonien) qui fut générale ensuite à l'Albien où la série continentale d'Utrillas se déposa partout et constitua, en de nombreux points, le toit des bauxites de type 1.

Au Cénomano-turono-sénonien la mer revient une dernière fois en dépassant la limite des mers antérieures. A la fin s'observent des traces d'une émergence qui devient totale au Rognacien. Une série lacustre argilo-gréseuse se dépose assez uniformément. Ces sédiments quartzeux sont souvent partiellement altérés en argiles latéritiques siliceuses de type 4, dernières « bauxites » (comme on les a souvent nommées à tort) du NE du Maestrazgo. Au-dessus se développe une très épaisse série tertiaire argilo-conglomératique.

Retenons, en définitive, que les bauxites et argiles latéritiques apparaissent dans des conditions paléogéographiques comparables à celles que nous avons mises en évidence, en France, dans l'Ariège (P. J. COMBES 1966, 1967, 1969). *Les altérations aboutissant aux faciès bauxitiques se produisent aux dépens de sédiments marneux ou argileux déposés dans des zones littorales laguno-marécageuses* durant le Barrémien dans le NE du Maestrazgo, durant le Barrémo-albien dans l'Ariège. Selon les conditions (niveau par rapport à la mer, durée de l'altération), l'évolution à partir des produits argileux s'arrêtera au stade d'argiles latéritiques ou aboutira aux véritables bauxites. Il était intéressant de vérifier si de telles conditions de genèse, dans lesquelles le cadre paléogéographique joue un rôle prépondérant, pouvaient se retrouver, à titre d'hypothèse de travail, dans les autres régions bauxitiques du NE de l'Espagne.

LES GISEMENTS DES PYRÉNÉES DE LERIDA

La bauxite forme trois groupes principaux: Alos de Balaguer (Sierra de Montroig, Fuente de Foradella, Sierra de San Mamet), Peramola, Tuxent-Alina (fig. 4).

Les gisements se présentent parfois en couches discontinues qui dans

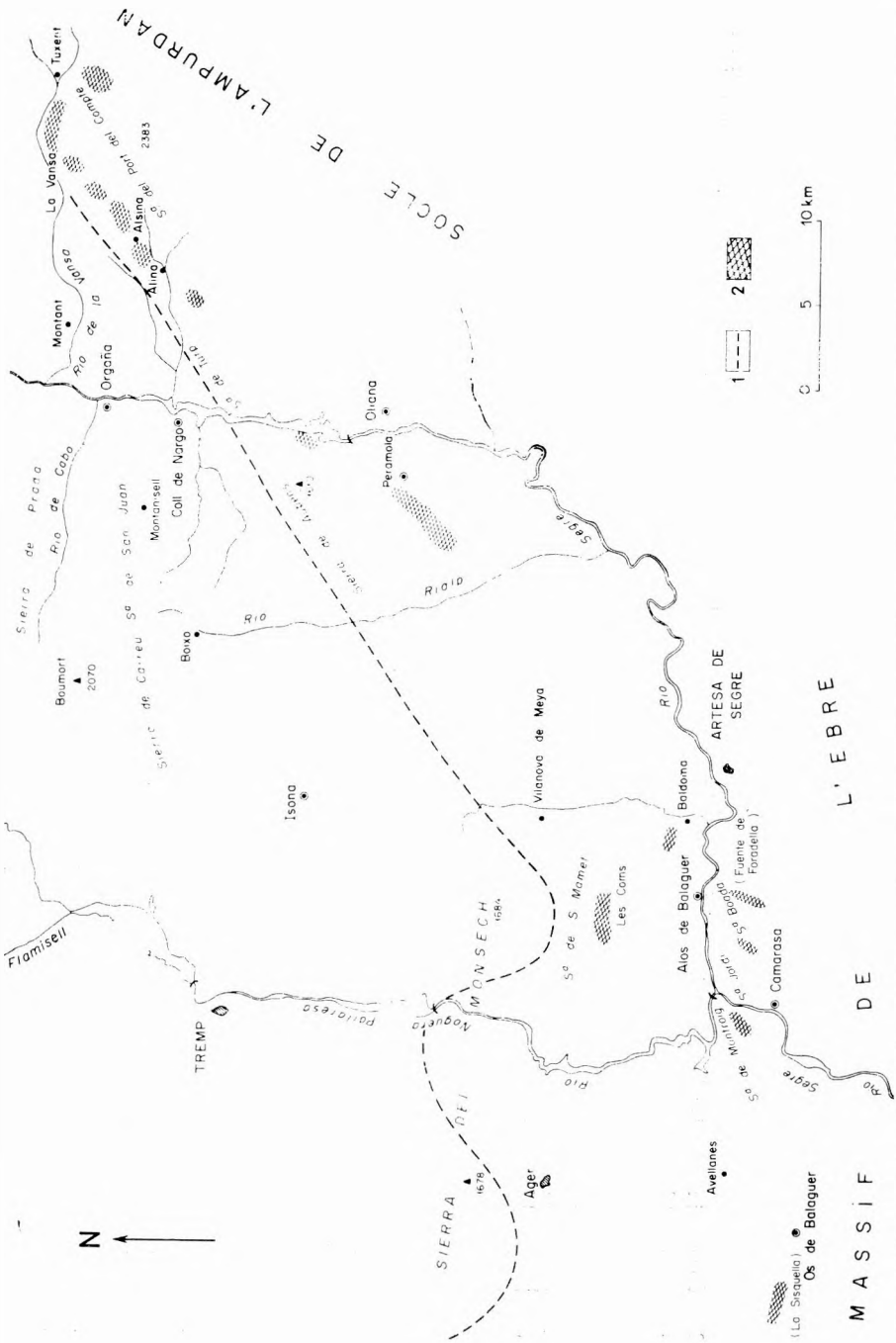


Fig. 4. Cadre paléogéographique des bauxites et des argiles latéritiques de la province de Lerida au Gargaso-Albien (p. p.)
 1. limite méridionale approximative des terrains gargaso-albiens, 2. bauxites et argiles latéritiques

certains cas paraissent en place, avec des argiles feuilletées brun-rouge et des faciès bariolés superposés comparables à ceux que l'on rencontre dans l'Ariège. Il existe aussi des poches karstiques analogues à celles du Maestrazgo et du Midi de la France. Certaines de ces poches sont probablement, au moins en grande partie, antérieures à la bauxite puisque cette dernière y est très homogène sans trace d'enfoncement. Dans ce cas la bauxite se serait déposée dans des cavités karstiques préexistantes et proviendrait du remaniement de gisements primitifs. Cela expliquerait également l'existence de figures de sédimentation, de *Gastéropodes* indéterminables inclus dans la masse bauxitique et la présence de restes de *Joncacées* et de *Graminées* signalée par F. MOTTA et E. ROCH (1962) à la mine des Coms.

La position stratigraphique est maintenant bien établie; le mur est généralement constitué par des calcaires liasiques ou par des dolomies supraliasiques rapportées au Dogger, le toit est représenté par les termes gréseux ou calcaréo-gréseux du Santonien. L'attribution à l'Albien retenue parfois pour les faciès gréseux du toit par comparaison avec la série continentale d'Utrillas, n'a pas été vérifiée. Au contraire, les derniers travaux de P. SOUQUET (1967) et les études palynologiques faites au toit du gisement des Coms (Sierra de San Mamet) confirment l'âge santonien. Toutefois, à la Fuente de Foradella, sous le Santonien et au-dessus de la bauxite, s'observe une quinzaine de mètres d'argiles grises à débris ligneux, bariolées d'ocre et de rouge, remaniant des éléments bauxitiques. Ces faciès irrégulièrement répartis latéralement pourraient être antérieurs au Santonien.

Dans ce même gisement de la Fuente de Foradella, entre la dolomie du Dogger et la bauxite, nous avons découvert, sur quelques mètres, des niveaux décimétriques d'argiles grises ou noires, ligniteuses, pyriteuses et gypsifères, associées à des argilites ocres ou rougeâtres (semblables à celles du Maestrazgo) et à un banc dolomitique à débris de Mollusques. L'étude palynologique de ces argiles ligniteuses (détermination J. MEDUS) permet de les attribuer au Bédoulien par comparaison avec les spectres sporo-polliniques obtenus dans les séries aptiennes datées de l'Ariège, de la Clape et du NE du Maestrazgo. On peut dire par conséquent que *la bauxite est apparue au cours de la période allant du Bédoulien au Santonien.*

Genèse

Du point de vue paléogéographique, les travaux de P. MISCH (1934) et de P. SOUQUET (1967) nous apportent des reconstitutions très fécondes. On sait en effet qu'au N des affleurements bauxitiques existait un bassin marin subsident limité au Sud par le Massif de l'Ebre, à l'Ouest par la plate-forme du Haut-Aragon, à l'Est par le « socle de l'Ampurdan », ces deux seuils étant des extensions septentrionales du Massif de l'Ebre (fig. 4). Ce bassin s'ouvrait vers le Nord et se reliait directement au sillon nord-pyrénéen par dessus la zone axiale des Pyrénées.

Il est remarquable de constater que les gisements de bauxite sud-pyrénéens se trouvent sur le versant nord de l'ancien Massif de l'Ebre, en bordure de ce bassin marin septentrional. Ce fait avait été également relevé par F. MOTTA et E. ROCH (1962) sans que ces auteurs en tiennent alors compte pour leurs interprétations génétiques.

A l'heure actuelle, la découverte de sédiments bédouliens sous la bauxite de la Fuente de Foradella, l'analyse stratigraphique et sédimentologique des séries marines bédoulo-sénoniennes dans le bassin marin d'après les travaux récents, nous amènent à *considérer comme synchroniques les bauxites sur les marges septentrionales du Massif de l'Ebre et les séries marneuses gargaso-albiennes (p.p.) déposées en milieu marin*. De plus, les enseignements paléogéographiques apportés par l'étude du Maestrazgo nord-oriental et de l'Ariège, nous conduisent à penser qu'au *Gargaso-albien des apports argileux se sont étalés sur une plaine littorale où ils purent être bauxitisés; ces mêmes apports, en mer ou dans un milieu lagunaire, se retrouvent sous forme de marnes*. Il est possible que, comme dans l'Ariège et le NE Maestrazgo, il y ait eu plusieurs apports terrigènes suivis d'émersions provoquant l'assèchement et l'altération des régions littorales. Ces épisodes régressifs pourraient expliquer l'apparition, dans le milieu marin, d'intercalations ligniteuses et de niveaux à *Charophytes* observés dans la Sierra del Monsech de même que la présence de récurrences urgoniennes dans la série gargaso-albienne marneuse d'Orgaña.

Nous remarquerons que l'existence de sédiments marneux gargaso-albiens dans les Pyrénées de Lerida, nous amène à retenir un âge pour la formation de la bauxite qui correspond dans l'Ariège à une importante période bauxitogène. Cela semble normal puisqu'à cette époque le bassin sud-pyrénéen s'ouvrait directement sur le sillon nord-pyrénéen (P. SOUQUET 1967). Les bauxites de la province de Lerida sont en bordure du rivage qui longe le versant septentrional du Massif de l'Ebre, celles de l'Ariège leur correspondent sur le rivage septentrional du bassin, le long du versant méridional du territoire émergé Mouthoumet—Montagne Noire.

Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile de savoir ce qui s'est passé après la période probable de bauxitisation gargaso-albienne. Les régions bauxitiques méridionales sont restées en bordure des mers cénomano-sénoniennes, et nous pensons qu'elles ont pu continuer à évoluer notamment dans le sens des remaniements et de la karstification avant d'être atteintes par la mer santoniennne. Toutefois, il n'est pas impossible que certains gisements de bauxite comme celui de la Fuente de Foradella aient été recouverts par des sédiments du Crétacé supérieur ensuite plus ou moins enlevés par des érosions anté-santonniennes.

LES GISEMENTS DE LA RÉGION DE BARCELONE

Ces gisements sont concentrés autour de La Llacuna et à Aiguamurcia (fig. 5). Le mur, lorsqu'il est visible, est formé de calcaires et dolomies superposés au Keuper, attribués au Lias inférieur par A. F. DE LAPPARENT (1950). Le toit, souvent absent, est constitué par un mince niveau discontinu de sables et de conglomérat dolomitique cimenté par une argilite verdâtre (2-3 m à la mine Adelaïde) surmonté par un calcaire à *Alvéolines*. D'après de récents travaux sur les terrains tertiaires de cette région (J. ROSELL *et al.* 1966, J. FERRER *et al.* 1968), les calcaires à *Alvéolines* appartiennent à l'Ilerdien; les argilites, sables et conglomérats qui ont livré, en certains points, *Bulimus* cf. *gerundensis* VID. sont rapportés au Paléocène moyen ou inférieur. J. C. PLAZIAT (1968) a été amené à réviser la position stratigraphique des couches à *B. gerundensis*

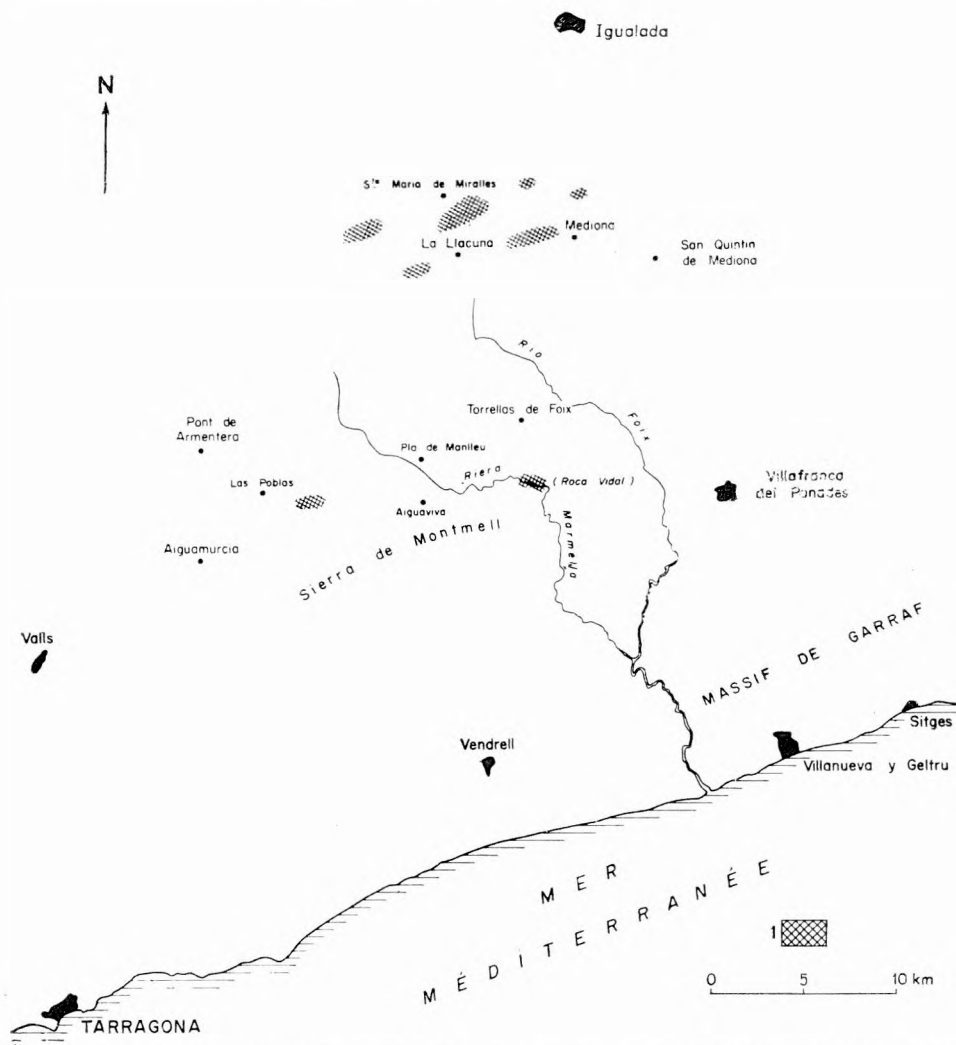


Fig. 5. Localisation géographique des bauxites et des argiles latéritiques de la région de Barcelone (1. gisements)

dans la province de Barcelone; selon lui elles doivent être attribuées dans leur partie inférieure à l'Éocène inférieur s. 1.

Par leur mode de gisement, les bauxites de la région de Barcelone sont très complexes. On y trouve en effet des zones où semblent exister des lambeaux relativement intacts d'une ancienne couche bauxitique, mais aussi des faciès qui montrent de nombreuses traces de remaniement d'anciennes bauxites redéposées, comme le dit J. CLOSAS MIRALLES (1954), « non loin du lieu de leur formation primitive ». Les bauxites apparaissent très souvent en

poches karstiques dont certaines devaient exister, au moins en partie, avant la mise en place du minerai puisque la masse bauxitique y est relativement homogène. Ailleurs, l'hétérogénéité du remplissage évoque nettement les démantèlements karstiques postérieurs à la formation de la bauxite rencontrés à Fuentespalda ou à Bédarieux. Ces évolutions karstiques ont pu même se développer très tardivement dans la Sierra de la Costa puisque, comme l'expliquent fort bien F. MOTTA et E. ROCH (1962), les dissolutions karstiques se sont poursuivies également vers le haut dans les calcaires à *Alvéolines* du toit, ce qui donne l'impression, assez déconcertante, que la bauxite dégagée par les travaux d'exploitation est située au sein des calcaires éocènes.

Genèse

En Espagne, les gisements de la Llacuna-Aiguamurcia correspondent à la plus grande lacune stratigraphique: du Lias inférieur au Paléocène. Il semble évident, par comparaison avec les bauxites du Maestrazgo et de l'Ariège, que la période de bauxitisation proprement dite n'a rien à voir avec ce très long intervalle (120 millions d'années) et qu'après apparition de la bauxite dans un premier temps celle-ci a été pendant longtemps remaniée et/ou karstifiée. Cela explique les faciès et les gisements variés et complexes que nous venons de souligner.

Cette hypothèse est vérifiée si l'on considère les régions plus méridionales. En effet, à une douzaine de kilomètres au S de La Llacuna on trouve, dans le massif de Montmell à Roca Vidal, des indices d'argiles latéritiques ferrugineuses pisolithiques tout à fait semblables à celles des alentours de Fredes dans le Maestrazgo nord-oriental. Cet affleurement, visible sur quelques mètres seulement, d'épaisseur irrégulière (quelques dizaines de centimètres maximum), repose sur un mur fortement rubéfié formé par un calcaire à *Charophytes* et débris de *Lamellibranches* le plus souvent fortement dolomitisé dans toute la région. Les analogies de faciès avec le NE du Maestrazgo permettent d'attribuer ce substratum calcaréo-dolomitique au Néocomien ou aux termes de passage du Jurassique au Crétacé. Au toit viennent des calcaires à *Orbitolines* souvent riches en *Rudistes*, coupés de niveaux marneux. Ces faciès ont été depuis longtemps attribués à l'Aptien qui a fait l'objet dans les massifs de Montmell et de Garraf de nombreuses études analysées dans l'importante publication de J. R. BATALLER (1957).

Par conséquent, à Roca Vidal, des altérations latéritiques existent aussi mais durant une lacune beaucoup plus faible qu'à La Llacuna-Aiguamurcia: Barrémien et une partie indéterminée du Néocomien.

Plus au Sud, dans le massif de Garraf, existe une série assez complète depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'Aptien (J. R. BATALLER 1962, P. RAT 1966). La partie inférieure présente des faciès de faible profondeur avec des épisodes laguno-lacustres à *Charophytes* qui pourraient correspondre au mur des argiles latéritiques de Roca Vidal. Vers le haut, à partir du Barrémio-aptien, ces épisodes disparaissent avec l'installation progressive du milieu urgonien à *Ammonites* plus nettement ouvert sur la mer.

Dans les secteurs septentrionaux, à Roca Vidal, cette série n'est plus complète. Une émergence apparaît avec un horizon d'altération latéritique qui

aurait fort bien pu se développer au Barrémien, comme dans le Maestrazgo, en bordure d'une mer très épicontinentale qui existait à peu de distance au Sud dans le massif de Garraf. Il est intéressant de noter que le niveau latéritique de Roca Vidalse trouve à la base de l'Aptien. Cela indique bien que la mer, à partir de l'Aptien ou même déjà au Barrémien, a manifesté ici comme dans le Maestrazgo nord-oriental et dans l'Ariège, une tendance transgressive qui se développe vers le Nord sur des terres émergées appartenant au versant sud du Massif de l'Ebre.

La comparaison avec le Maestrazgo et l'Ariège nous permet légitimement de concevoir que les bauxites de La Llacuna—Aiguamurcia sont liées aux indices latéritiques de Roca Vidal. Etant plus septentrionales, dans des zones plus avancées à l'intérieur du Massif de l'Ebre, il n'est pas impossible que, comme dans l'Ariège, les bauxites soient plus récentes qu'au Sud et qu'elles se soient formées en bordure de la mer aptienne transgressive. Dans ces conditions, l'abondance des bauxites à La Llacuna—Aiguamurcia serait alors normale. En effet, l'Aptien marin comporte de nombreux niveaux marneux indiquant qu'à cette époque les apports terrigènes étaient abondants. Les dépôts argileux correspondants pouvaient se transformer en épaisseurs importantes de bauxite sur les marges continentales.

En définitive, nous pouvons envisager pour les bauxites de la région de Barcelone une origine semblable aux gisements du Maestrazgo et de l'Ariège. Le cadre stratigraphique et paléogéographique pourrait y être comparable. *Les bauxites se seraient élaborées au Barrémo-aptien, en bordure de mer, aux dépens de sédiments argileux qui, dans la mer voisine au Sud, se caractérisent par des intercalations marneuses au sein d'une série organogène de faciès urgonien.* Dans les secteurs intérieurs de Aiguamurcia—La Llacuna, les bauxites restèrent longtemps exondées. Pendant cette période qui dura jusqu'au Paléocène (40 millions d'années environ), les bauxites primitives furent érodées, remaniées, redéposées, karstifiées. Ces phénomènes secondaires modifièrent profondément la structure de la roche et celle des gisements. Au Paléocène et surtout à l'Eocène inférieur la sédimentation reprit, déposant en particulier des calcaires à *Alvéolines* qui constituèrent une protection pour les gisements de bauxite. Par la suite, seules quelques poches karstiques continuèrent à évoluer, les dissolutions affectant même vers le haut les calcaires du toit.

CONCLUSION

Nos recherches sur les bauxites du NE de l'Espagne nous ont amené à situer le lieu de leur formation au pourtour du Massif de l'Ebre, sur une plaine littorale en bordure de mer, au cours d'une période allant du Barrémien à l'Albien. Les altérations se seraient produites aux dépens de sédiments marneux ou argileux déposés en milieu laguno-marécageux ou lacustre. Dans la plupart des cas, en outre, ces produits terrigènes venaient alimenter une sédimentation marneuse dans le domaine marin littoral voisin. Dans le NE du Maestrazgo plusieurs horizons d'altération pouvaient apparaître quand des oscillations du niveau de base marin entraînaient à diverses reprises l'inondation des bordures littorales en période positive (sédimentation) et l'assèchement en période né-

gative (altération). Lorsque cette altération a pu se développer plus longuement dans des conditions favorables, de véritables bauxites purent apparaître. Si ces bauxites demeurent ensuite très longtemps exondées elles peuvent être érodées, remaniées, redéposées, karstifiées, ce qui peut modifier profondément la structure originelle de la bauxite primitive et donner naissance à des gisements très complexes.

Si nous comparons, pour terminer, l'âge des bauxites du NE de l'Espagne avec celui des bauxites du Midi de la France, nous constatons que nous sommes toujours ramenés à la même période bauxitogène barrémo-albienne, ce qui constitue dans le temps une remarquable unité. Dans l'Ariège en effet plusieurs niveaux bauxitiques existent depuis le Barrémo-aptien inférieur jusqu'à l'Albien inférieur; dans le Languedoc (St Paul de Fenouillet, Fourtou) et en Provence (le Revest) il s'agit de l'Albo-aptien. En excluant la Provence que nous n'avons pas étudiée, on constate aussi une unité dans l'espace puisque les bauxites de l'Ariège et du Languedoc apparaissent sur la bordure méridionale d'un massif émergé (Mouthoumet—Montagne Noire) le long des mers barrémo-albiennes pour l'Ariège, albo-aptiennes pour le Languedoc.

BIBLIOGRAPHIE

- ALMERA, J. 1900: Mapa geologico de la provincia de Barcelona: region tercera o del rio Foix y La Llacuna. Escala 1/40.000. — Barcelona.
- BATALLER, J. R. 1918: Las bauxitas de Cataluña. — Rev. real Acad. Ci., Barcelona, t. XVII, p. 422—470.
- BATALLER, J. R. 1943: Las bauxitas del Pirineo de Lerida. — Mem. real Acad. Ci., Barcelona, terc. ep., n° 562, vol. 27, n° 2, p. 1—55.
- BATALLER, J. R. 1958: El Cretacico del Macizo del Montmell. — Mem. real Acad. Ci., Barcelona, t. 32, fasc. 16, p. 495—549.
- BATALLER, J. R. 1962: Los Cefalopodos del Macizo cretacico de Garraf (Barcelona). — Mem. real Acad. Ci., Barcelona, t. 34, fasc. 8, p. 177—211. 3 fig., 8 pl.
- CLOSAS MIRALLES, J. 1945: Criaderos de bauxita y su explotacion. — Rapport inédit, «La Alquimia» C. A. Barcelona, 146 p.
- CLOSAS MIRALLES, J. 1954: Las bauxitas del NE de Espana. — C. R. 19ème Congr. géol. intern., Alger, sect. 12, fasc. 12, p. 199—223.
- CLOSAS MIRALLES, J. 1957: El concepto de «bolsada» en los yacimientos de bauxita. — Dr. Francisco Pardillo Vaquer, Homenaje postumo; Univ. de Barcelona, Facultad de Ciencias, 1 br., 10. p., 4 fig., 4 pl. h.t.
- COMBES, P. J. 1966: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: le passage des argilites aux bauxites, premiers résultats concernant l'origine des argilites. — C. R. Acad. Sc., Paris, t. 263, n° 23, p. 1797—1800.
- COMBES, P. J. 1967: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: observations sur l'origine des argilites; le passage de marnes à argilites. — C. R. Acad. Sc., Paris, t. 264, p. 29—32.
- COMBES, P. J. 1967: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites: Paléogéographie du Crétacé inférieur et bauxites dans le Maestrazgo nord-oriental (Espagne). — C. R. Acad. Sc., Paris, t. 264, p. 703—706.
- COMBES, P. J. 1969: Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). — Thèse, Univ. Montpellier, vol. 1, p. 375.
- COMBES, P. J., GLAÇON, G. et GRAMBAST, L. 1966: Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le Crétacé inférieur du Nord-Est du Maestrazgo (Espagne). — C. R. somm. Soc. géol. Fr., fasc. 10. p. 390—391.

- COMBES, P. J., MONGIN (MELLE D.) 1968: Sur la présence de Mollusques dans des niveaux argileux intrabauxitiques près de Lesçalé (Ariège). — C. R. Acad. Sc., Paris, t. 266, p. 1553–1555.
- FERRER, J., ROSELL, J. et REGUANT, S. 1968: Síntesis litoestratigráfica del Paleogene del borde oriental de la depresión del Ebro. — Acta geol. hisp., t. III, n° 3, p. 54–56.
- FONT ALTABA, M. et CLOSAS MIRALLES, J. 1960: A bauxite deposit in the Paleozoic of Leon, Spain. — Econ. Geol. Urbana, vol. 55, n° 6, p. 1285–1290, 2 fig., 2 tabl.
- FONT TULLOT, J. M. 1951: Analisis röntgenografico de algunas bauxitas de la region NE de Espana. — Estudios geológicos, n° 13, p. 113–130. Madrid.
- GARCIA SENERIZ, J. 1950: Aprovechamiento industrial de las bauxitas de la zona subpirrenaica para la producción de óxido de aluminio. — 21 p., 18 fig., 4 cartes h.t.; Imp. Antonio J. Rovira, Artes graficas, Barcelona.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. 1920: Condiciones geológicas de los yacimientos catalanes de bauxita. — Bol. Inst. geol. Espana, t. 41, n° 1, tercera ser., p. 4–147.
- JUNGWIRTH, J. 1951: Bauxit in Spanien und seine Stellung zu den Bauxiten des „Mittelmeeertypus“. — Montan-Zeitung, T. 67, Heft 4, p. 59–64.
- LAPPARENT, J. DE 1930: Les bauxites de la France méridionale. — Mem. carte géol. Fr. 1 vol., 186 p., 54 fig., 9 pl.
- LAPPARENT, A. F. DE 1950: Niveau stratigraphique des bauxites d'Espagne. — C. R. Acad. Sc., Paris, t. 230, p. 983–984.
- MISCH, P. 1934: La estructura tectónica de la region central de los Pirineos meridionales. — Publ. extranj. sobre Geol. de Espana, vol. IV, 178 p., 51 fig., 6 pl., 1 carte, Madrid. 1948.
- MOTTA, F., ROCH, E. 1962: Bauxites d'Espagne: observations et interprétation. — Acta Geologica, Budapest, t. VII, fasc. 3–4, p. 285–291.
- PLAZIAT, J. C. 1968: Stratigraphie continentale et sédimentologie: l'âge des couches à « Bulimus » gerundensis Vidal de la province de Barcelone (Espagne). — Bull. Soc. geol. Fr., (7), t. 10, p. 49–55.
- RAT, P. 1966: Sur les faciès du Crétacé inférieur dans l'Est du domaine pyrénéen. — C. R. 5^{ème} Congr. intern. ét pyr., Jaca-Pamplona, 1 ex. ronéo., 13 p., 1 fig.
- RIOS, J. M., ALMELA, A. 1950: Descubrimiento de una nueva zona bauxitífera en Cataluña. — Notas y com. Inst. geol. min. España, n° 20, p. 179–186.
- ROSELL SANUY, J. 1966: Nota sobre la estratigrafía del Jurásico-Cretácico del extremo meridional de los Catalanides (zona Beceite-La Cenia). — Estudios geológicos, vol. XXII, p. 171–179.
- ROSELL, J., JULIA, R. et FERRER, J. 1966: Nota sobre la estratigrafía de uno niveles con Carófitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S de los Catalanides (Provincia de Barcelona). — Acta geologica hispanica, año 1, n° 5, p. 17–20.
- SAEFTTEL, H. 1959: Paläogeographie des Albs in den Keltiberischen Ketten Spaniens. — Zeitsch. deutsch. geol. Ges., Bd. III, p. 684–771.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. 1950: Estudio geológico de los criaderos de bauxita del NE de Espana. — 35 p., 7 fig., 24 ph., 6 cartes h.t.; Imp. Antonio J. Rovira, Artes graficas, Barcelona.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. 1954: Geología de las bauxitas españolas. — R. Soc. esp., Hist. nat., T. extraord. Homen. E. Hernandez-Pacheco, Madrid, p. 579–607, 4 fig., 2 dpl. h.t.
- SOUQUET, P. 1967: Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. — Thèse Univ. Toulouse, 1 vol., 529 p., 68 fig., 7 tabl., 24 pl., 1 carte coul. h.t., Imp. Edouard Privat Toulouse.

PIERRE-JEAN COMBES
Université de Montpellier
Laboratoire de Géologie
Montpellier
(France)

СОСТОЯНИЕ НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ БОКСИТОВ В СССР

Г. И. Бушинский, Г. Р. Курпаль
(СССР)

ВВЕДЕНИЕ

Территория Советского Союза расположена в пределах умеренного и холодного климатических поясов Земного шара, где нет ни латеритов, ни бокситов молодого (послеэоценового) возраста. Все залежи наших бокситов имеют более древний возраст. Обычно они закрыты наносами, нередко залегают на большой глубине, бывают эродированы или разубожены вторичными процессами. Геологические поиски и разведки таких закрытых (слепых) залежей довольно сложны и дороги. Трудность их изучения еще возрастает вследствие того, что на северной половине нашей страны господствует длинная зима с лютыми морозами. Поэтому, чтобы поиски бокситов были успешными, советские геологи уделяют очень большое внимание изучению их генезиса и закономерностей размещения. Изучается также геология, стратиграфия и тектоника известных и предполагаемых бокситоносных районов, минералогия, петрография и геохимия бокситов. Для промышленной оценки бокситовых руд выполняются их лабораторные и полузаводские технологические испытания.

В практику последних лет вошло составление прогнозных карт поисков бокситовых месторождений.

ГЕОЛОГИЯ БОКСИТОНОСНЫХ РАЙОНОВ

Минералы гидроокиси алюминия впервые установлены по образцам с Урала — диаспор в 1801 г., гидраргиллит в 1839 г. Самые крупные кристаллы бёмита известны только на Урале. Первая залежь бокситов в России найдена позднее — в 1870 г. Все это были случайные находки не представляющие практического интереса.

Систематические поиски и разведки бокситовых месторождений начались после Великой Октябрьской Революции — с 1918 года. К настоящему времени в Советском Союзе открыто и изучено несколько бокситоносных районов: Тихвинский, Североонежский, Тиманский, Белгородский, Южноукраинский,

Уральский, Казахстанский, Среднеазиатский, Западно-Сибирский, Приангарский и Боксонский. Статьи по геологии этих районов опубликованы*.

Наиболее древние бокситы известны среди хлоритово-глинистых сланцев протерозоя на Патомском нагорье в Сибири. Бокситы имеют вид крупных конкреций и небольших линз состоящих из диаспора. Они представляют пока только теоретический интерес.

В отложениях палеозоя представлены залежи бокситов преимущественно средиземноморского типа. Этот тип залежей у нас по предложению *Пейве* называют геосинклинальным, благодаря его приуроченности к геосинклинальным областям. Залежи бокситов этого типа найдены в Боксонском, Уральском, Западносибирском и Среднеазиатском районах.

В *Боксонском районе* бокситы залегают среди мощной толщи доломитов с остатками известковых водорослей — строматолитов. Цвет бокситов красный внизу и зеленый вверху пласта, состав диаспоровый с примесью бёмита, каолинита, слюды, хлорита, гетита и гематита. Вблизи поднятия Денжигур бокситы содержат много обломков силикатных пород, далее от него количество их уменьшается, структура бокситов становится афанитовой.

На *Урале* и на *Салаире (Западная Сибирь)* имеется несколько бокситовых горизонтов. Все они залегают среди толщ известняков среднего и верхнего девона. Известняки мелководные, нередко рифогенные. Бокситы красные в нижней и средней, серые и серо-зеленые в верхней части пласта. Состав бокситов местами диаспоровый, местами бёмитовый или смешанный. Основные примеси в бокситах: гематит, каолинит, хлорит, иногда кальцит и пирит. Структура бокситов пеллетовая (песчаниковая) и афанитовая.

В *Средней Азии* известняки девона и карбона содержат до пяти бокситовых горизонтов. Длина бокситового пояса достигает 1000 км. Состав бокситов диаспоровый и бёмитовый, присутствует гематит, хлорит и каолинит.

Небольшие залежи бокситов средиземноморского типа известны в нижней юре *Карпат* и в верхней юре *Крыма*.

В отложениях карбона Русской платформы изучено четыре бокситоносных района: Тихвинский, Североонежский, Тиманский и Белгородский. Типы залежей боксита в каждом из этих районов разные.

В *Тихвинском районе* залежи бокситов расположены в вершинах древних оврагов; в *Североонежском* — в неглубоких котловинах вблизи подножия сложенного основными породами; в *Тиманском* тоже недалеко от поднятий, но сложенных разнообразными породами; в *Белгородском* — на головах глинистых сланцев протерозоя в соседстве с богатыми железными рудами. В первых трех из этих районов бокситы осадочные, в четвертом преимущественно латеритные. Состав бокситов гиббситовый и бёмитовый, структура обломочная, афанитовая и псевдоморфная. В залежах Тихвинского и Североонежского районов интересны изменения состава бокситов на фациальных профилях вниз по склону древнего рельефа. В верхней части склона бокситы красные железистые, конгломератовые или афанитовые с примесью галек боксита. В нижней части склона окраска бокситов светлая, содержание железа в них небольшое, обычно 1—5%.

* Библиография литературы по советским бокситам опубликована в «изданиях Комиссии по осадочным породам» и в «Travaux du Comité International pour l'étude des bauxites, oxydes et des hydroxydes d'aluminium ICSOBA» N. 4, 1967, Zagreb.

На юге Украины латеритная кора выветривания залегает на ряде амфиболитов. Бокситы латеритные и осадочные. Состав их гиббситовый с примесью гетита, каолита, диаспора, бёмита, байерита и корунда. Возраст бокситов нижнемеловой.

Мезозойские и палеогеновые бокситы широко распространены на пространствах к востоку от Урала, в *Казахстане* и в *Сибири*. Почти все они осадочные, гиббситовые, с примесью каолинита, гетита, гематита и корунда. Различаются пизолитовые, пизолитово-обломочные, оолитовые и афанитовые бокситы. Часть бокситов залегает на силикатных породах, часть в карстовых понижениях. Карстовые бокситы сопровождаются глинистыми и песчано-глинистыми породами кварцевого, каолинового и гидрослюдистого состава. Возраст бокситов в различных залежах варьирует от верхнего триаса до эоцена.

Мезозойские бокситы Средней Азии большею частью осадочные, залегают местами на силикатных породах, местами в карстовых депрессиях на площади известняков. По составу бокситы диаспоровые и бёмитовые, с гематитом, гетитом, хлоритом и каолинитом; по структуре — оолитовые, оолитово-обломочные и афанитовые, красные, серые и зеленые.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И СТРУКТУРА БОКСИТОВ

Бокситы всех бокситоносных районов изучались в отношении их химического и минералогического состава, структуры и текстуры. В процессе геологических поисков и разведок подвергались химическому анализу бороздвые и керновые пробы отобранные с каждого метра пройденных выработок. В этих пробах определялись следующие компоненты: Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 потеря при прокаливании и влага. В ряде проб выполнялись дополнительные определения на CaO , MgO , CO_2 , S или SO_3 , P_2O_5 .

Согласно Государственного стандарта (ГОСТ 972—50) бокситы делятся на десять марок. Для установления марки той или иной пробы боксита в ней должно быть определено Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , CO_2 , S, P_2O_5 потеря при прокаливании и влага. Эти определения являются обязательными для классификации марок боксита в недрах и для партий руды поставляемых на заводы.

При научных исследованиях выполняются более подробные химические анализы литологических разновидностей бокситов. При этом применяются методы мокрые и спектральные. Для определения разных компонентов начинают применяться новые физико-химические методы.

Химические анализы бокситов используются для определения их качества, способов технологической переработки и для геологических целей. По химическому составу бокситы разделяются на три группы: моногидроокисные, тригидроокисные и смешанные. В каждой из этих групп выделяются бокситы железистые и маложелезистые, кремнеземистые и малокремнеземистые.

Минеральный состав бокситов определяется при помощи комплекса методов. Для этих целей используются химический, оптический, термический, рентгеновский и электронно-микроскопический методы. Среди советских бокситов различаются следующие три основные минералогические разновидности

сти: гиббситовая, бёмитовая, диаспоровая и смешанная — гиббсит-бёмитовая или бёмит-диаспоровая. Эти разновидности разделяются далее по составу примесей каолинита, гетита, гематита, хлорита, кальцита, пирита, корунда и т. д.

Изучение структуры и текстуры бокситов представляет большой интерес для их классификации, генезиса и обогащения. На Украине, на Урале в Казахстане, Сибири и Средней Азии найдены бокситы с реликтовой структурой материнских пород. Количество таких бокситов относительно небольшое. Преобладают бокситы осадочные пизолитово-обломочные, пеллетовые и афанитовые. В девонских бокситах Урала и Средней Азии установлена структура типа «градед-беддинг» и трещины усыхания.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОКСИТОВ

В практике геологических поисков руд различаются два основных критерия — геологические закономерности (geological control of ore locality) и генезис. Представления о закономерностях размещения бокситов сходны или одинаковы у геологов придерживающихся даже весьма разных генетических концепций. Поэтому закономерности размещения руд, как наиболее объективный критерий, представляют первостепенное значение при их поисках и разведках.

Закономерности размещения бокситов представляют различного рода их связи с климатом и рельефом местности во время бокситообразования, с тектоникой и стратиграфией, с типами пород источниками алюминия и пород вмещающих бокситовые залежи, с вулканизмом, с типами ловушек, и ассоциациями минералов, с условиями сохранности бокситов от последующей денудации и химического разрушения и т. д. С учетом этих связей предложены различные классификации бокситовых залежей.

Советские геологи различают два основных типа залежей осадочных бокситов — геосинклинальный и платформенный. К первому из них относятся почти все бокситовые залежи средиземноморского типа. Как известно они связаны с известняками или доломитами, с континентальными перерывами в накоплении осадков, часто, но не всегда с соседством более древних основных пород, латеритная кора выветривания которых могла быть источником глинозема. Наиболее богатые залежи тяготеют к участкам спокойными в тектоническом отношении.

Закономерности размещения бокситов на платформах довольно сложны, поэтому здесь не рассматриваются.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БОКСИТОВ

Вопросы происхождения бокситов обсуждались советскими геологами во многих статьях и на больших и малых совещаниях. Для построения генетических гипотез использовались сведения из зарубежной литературы, данные по геологии, минералогии, петрографии и геохимии советских бокситов, а также результаты экспериментальных исследований.

Первыми изучались тихвинская и тульская группы месторождений. Геологи *Стопневич* в 1919 г., *Ферсман* в 1922 г., *Пустовалов* в

1933 г. предложили различные варианты сернокислотной гипотезы. Серная кислота возникла, по их мнению, при окислении пирита рассеяного в глинах. Сернокислые воды извлекали из этих глин алюминий, а в местах нейтрализации их известняками снова отлагали соединения этого элемента. Вероятно это гипотезой можно объяснить образование безтитановых бокситов Тульской, Рязанской и Пермской областей. Но для тихвинских бокситов, где нет в соседстве с ними ни пиритсодержащих глин, ни известняков, было предложено две новые гипотезы: латеритная *Волковым* и осадочная латеритно-аллювиальная *Малаявкиным*.

Сернокислотная гипотеза происхождения бокситов СССР настойчиво разрабатывалась *Горецким* до 1960 г. Затем она была оставлена, но сохранила свое значение для залежей безтитанового боксита не имеющих промышленного значения.

В течение 1929—1932 годов были открыты залежи бокситов на юге Украины, на Северном, Среднем и Южном Урале, в Казахстане, Сибири и Средней Азии. На основании изучения бокситовых залежей в этих и других районах были высказаны новые гипотезы.

Прежде всего оказалось возможным разделить залежи бокситов на следующие типы:

- *латеритный* (залежи в нижнем карбоне Белгородской области и в нижнем мелу Сибири, Казахстана и юга Украины);
- *осадочный на силикатных породах* (залежи в нижнем карбоне Тихвинского и Северонежского районов, некоторые мезозойские залежи на Урале, в Сибири, Казахстане и в Средней Азии);
- *осадочный на карбонатных породах платформенных областей*, иначе карстовый приконтактный (многие залежи мезозойского возраста на Урале, в Казахстане, Сибири и Средней Азии);
- *осадочный на карбонатных породах геосинклинальных областей*, иначе — средиземноморский или далнекарстовый (залежи в кембрии Восточного Саяна, в девоне Урала и Салаира, в девоне и карбоне Средней Азии, в юре Крыма и Карпат);
- *тульский или инфильтрационный карстовый* (залежи безтитановых бокситов в Тульской, Рязанской и Пермской областях).

Относительно происхождения осадочных бокситовых залежей высказано три основных гипотезы или теории: химическая, латеритно-осадочная и вулканогенная.

Сторонники химической теории (*А. Д. Архангельский, Разумова, Тюрин, Кривцов* и др.) полагают, что осадочные бокситы образовались в результате осаждения окислов алюминия, железа и титана из химического или коллоидно-химического раствора принесенного из коры выветривания. Эти компоненты осаждались в болотах или прибрежных частях озер и морей. По мнению *Кривцова* наиболее энергичный вынос алюминия происходит из монтмориллонитовой коры выветривания.

Согласно латеритно-осадочной теории образование бокситовых залежей происходило как в результате латеритного выветривания, так и при водно-механическом переотложении латеритных продуктов. *Малаявкин* считал что эти продукты переносились водой в виде тонких взвесей и на большие расстояния. *Гладковский, Шарова, Бушинский, Лисицына, Пастухова* нашли в осадочных бокситах много песчинок, галек и облом-

ков боксита. Это позволило им сделать вывод, что перенос бокситового материала осуществлялся в форме тонких и грубых взвесей. Бокситовый материал отложенный на склонах, в сухих или временно затопляемых долинах и карстовых депрессиях подвергался дальнейшей латеритизации (*Н. И. Архангельский, Лисицына, Пастухова, Бушинский* и др.). Накопления этого материала в водоемах подвергались диагенезу с выносом железа и кремния и ряда минералогических преобразований (*Бушинский*).

Гипотеза гидротермального источника алюминия в отношении образования геосинклинальных бокситов Урала, Средней Азии и Европы была опубликована *Пейве* в 1947 г. Позднее *Зеленов* наблюдал вынос огромных масс алюминия кислыми вулканическими источниками и тоже высказался за вулканогенно-осадочное происхождение геосинклинальных бокситов, но в результате наземного вулканизма. *Гладковский* в более осторожной форме считает, что девонские бокситы Урала являются переотложенными образованиями эндогенного происхождения.

В нашем докладе мы имели возможность только сформулировать сущность каждой из этих трех теорий. В литературе можно найти достаточно подробное их изложение и критику. Каждая теория и в настоящее время имеет сторонников.

МЕТОДЫ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ И РАЗВЕДОК БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Старое правило, — ищи руду около руды, применялось и к бокситам. Оно себя оправдало во многих случаях. Однако находки бокситов вдали от известных залежей показывают, что это правило нельзя считать единственным. Для выяснения перспектив нахождения бокситов в новом районе или на ином стратиграфическом уровне необходимо изучить их закономерности размещения, генезис, геологию района и составить карту возможной бокситоносности.

В тех случаях когда нет сведений о наличии бокситов в районе, то сначала выясняют палеоклиматические условия накопления слагающих его осадочных толщ. Типы палеоклимата определяют по минералам, породам и органическим остаткам. Выделенные при этом континентальные и морские мелководные отложения жаркого и влажного климата подвергаются более тщательному изучению.

Когда боксит найден, то прежде всего выясняют его стратиграфическое положение. Затем прослеживают распространение бокситоносного горизонта. Рассмотрим вкратце какие методы применяются при составлении карты прогноза на боксит и при поисках карстовых бокситов в Казахстане.

Наиболее интересные залежи бокситов Казахстана относятся к приконтактовому карстовому типу. Они залегают в карстовых депрессиях на головах толщ известняков карбона или девона. Карбонатные толщи чередуются с толщами песчано-глинистых осадочных и основных вулканогенных пород. На геологической карте выходы этих толщ имеют вид полос. Возраст бокситов меловой и палеогеновый. Глубина их залегания нередко достигает до 100, а местами до 150 м. Местность представляет ровную степь, среди которой расбросаны мелкие озера.

Для составления карты прогноза используют ряд вспомогательных карт

и различные геологические материалы. Вначале составляется геологическая карта палеозойского складчатого фундамента, без покрывающих пород. На ней выделяются выходы известняков и приблизительно площади распространения бокситоносных отложений мела и палеогена. Эта карта используется как основная. Кроме того используются карты геологической изученности, геофизической изученности, фактического материала, опоискованности на бокситы, рельефа палеозойского фундамента и распространения древней коры выветривания. Современные озера нередко расположены в углублениях над древним бокситоносным карстом, что тоже служит одним из признаков нахождения боксита. Карта прогноза бокситоносности представляет структурно-литологическое изображение фундамента на котором нанесены площади перспективные, мало перспективные и безперспективные на боксит.

При составлении прогнозных карт и при поисковоразведочных работах широко используются геофизические методы — высокоточная магнитометрия, электроразведка, гравиметрия, сейсмика и др.

Успешному применению геофизических методов способствует благоприятная дифференциация пород палеозойского фундамента и покровных отложений по физическим свойствам: магнитной восприимчивости, удельному сопротивлению, граничным скоростям и плотности.

Магнитометрическая съемка применяется для литологического расчленения и картирования пород палеозойского фундамента, залегающих под наносами на глубине до 50—80 м. Этот вид съемки используется также для непосредственного обнаружения залежей магнитных и слабомагнитных руд и их оконтуривания.

Электроразведка (ВЭЗ и электропрофилирование) применяется для выявления и оконтуривания мелких карстовых и более обширных дорудных депрессий на поверхности фундамента. При этом особое внимание уделяется депрессиям на поверхности карбонатных пород, так как такие депрессии часто содержат бокситы.

Сейсмические методы применяются в основном для выявления и прослеживания полос карбонатных пород фундамента.

Геолого-поисковые работы на бокситы проводятся обычно в две стадии — перспективных поисков и детальных поисков.

При перспективных поисках участок разбуривается по сетке 1600×400 или 800×200 м. Цель этого бурения — изучение геологии палеозойского фундамента, обнаружение и оконтуривание бокситоносных толщ.

При детальных поисках бурение проводится по сетке 400×100 м или 200×50 м. В результате работ этой стадии оконтуриваются залежи бокситов и определяется общий размер месторождения, морфология и условия залегания и качество рудных тел.

Разведка месторождений также проводится в две стадии — предварительную и детальную. В зависимости от формы залежи применяются сетки скважин различной густоты.

При предварительной разведки месторождений карстово-котловинного типа применяется прямоугольная сетка скважин 200×100 м. В случаях сложного строения рудных тел сетка сгущается до 200×50 или 100×50 м. Относительно простые пластообразные залежи разведываются по сетке 200×200 или 125×125 м.

Для проведения детальной разведки сеть скважин сгущается до 100×50 или 75×75 м. В случае залежей малого размера и сложного строения приходится сгущать разведочную сеть до 50×50 , 50×25 и 25×25 м.

Определение качества бокситов проводится на основании химических анализов, лабораторных и полужаводских технологических испытаний. Для химических анализов отбираются пробы со всей длины рудного керна. Длина керна для отбора одной пробы равна 1—2 м, в однородной руде до 3—5 м. При технологических испытаниях определяется вскрываемость боксита, процент извлечения глинозема и ряд других показателей. Вес пробы для лабораторных технологических испытаний равен 2—5 кг, для полужаводских — 100—150 т. Каждая технологическая проба подвергается химическому и минералогическому изучению.

Подсчет запасов проводится обычно двумя методами: а) методом вертикальных параллельных сечений (разрезов) и б) методов геологических блоков. Иногда применяется метод треугольников или многоугольников.

Средние содержания химических компонентов для отдельных скважин, блоков и залежей вычисляются как средневзвешенные, так и среднеарифметические.

Г. И. Бушинский

*Геологический институт АН СССР,
Москва, Ж-17, Пыжевский переулок 7*

Г. Р. Кирпаль

Министерство геологии СССР,

*Москва
(СССР)*

КАРСТОВЫЕ БОКСИТЫ ПАЛЕОЗОЯ СОВЕТСКОЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

А. У. Абдуллаев
(СССР)

В Советской Средней Азии выходы карстовых бокситов палеозойского возраста составляют обширный пояс (рис. 1). Бокситы залегают среди известняков девона и карбона. Прерывистые выходы бокситов и бокситовых пород на востоке начинаются в горах Актур в восточной части Алайского хребта. Отсюда на запад они прослеживаются через северные склоны Туркестанского и Нуратинского хребтов и горы Тамдытау и Букантау в Кызыл-Кумах.

Основная часть залежей бокситов и бокситовых пород находится на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов. Эти залежи изучались многими геологами (Пейве, Коннов, Абдуллаев, Григорьев и др.), что позволяет рассмотреть основные черты палеогеографии и закономерности размещения бокситов.

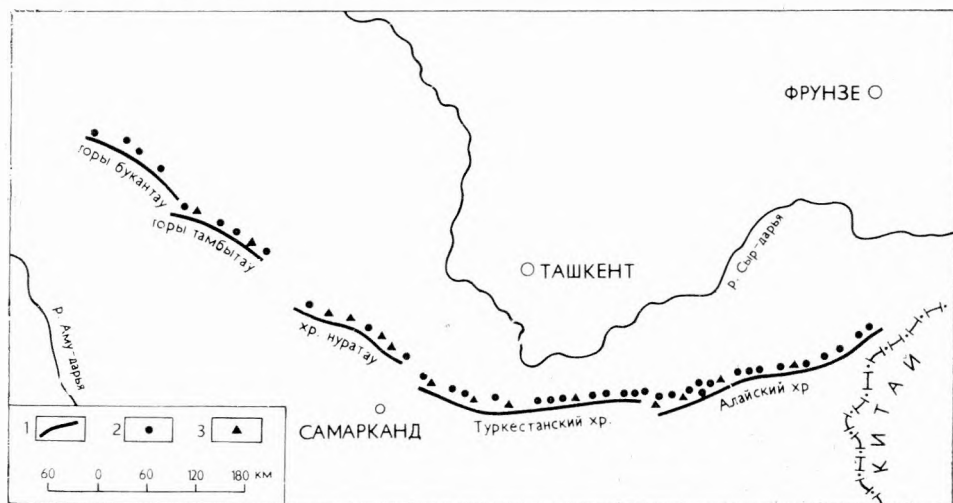
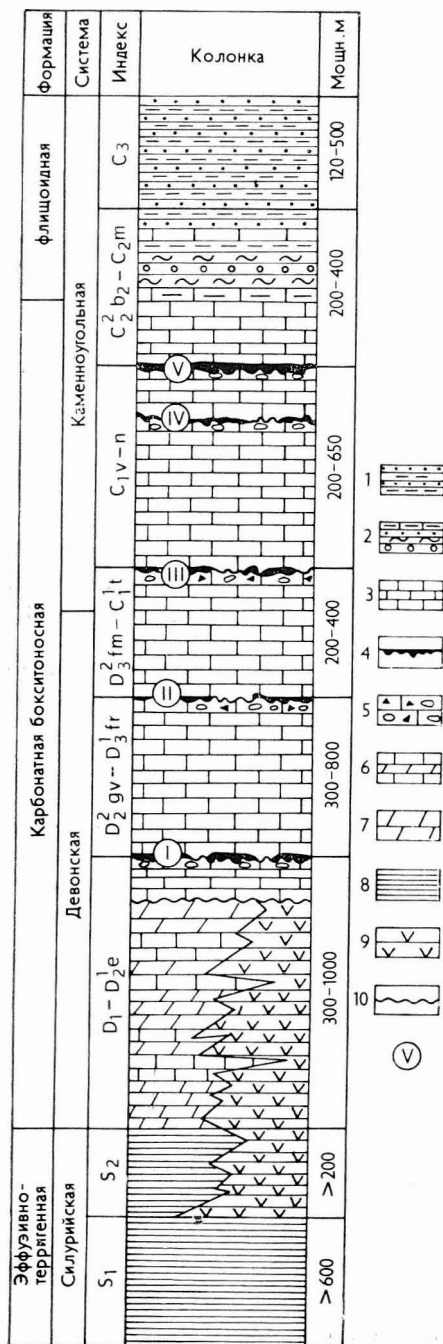


Рис. 1. Обзорная карта Южно-Тяньшанского бокситового пояса
1. горные хребты, 2. бокситы, 3. метаморфизованные бокситы (нажлаки)

СТРАТИГРАФИЯ



В бокситоносных районах выделяются три толщи или формации (рис. 2). Нижняя толща имеет силурийский возраст. Она сложена эффузивно-осадочными и реже эффузивными породами. Средняя толща карбонатная, бокситоносная. Возраст ее девонский и нижнекарбонный. Верхняя толща флищонная терригенно-карбонатная. Эти три толщи или формации согласно представлениям *Бушинского* (1964), составляют бокситовый генетический комплекс отложений. Кора выветривания пород нижней формации является источником глинозема, а карсты на породах средней формации — ловушками для накопления бокситовых залежей.

В составе карбонатной формации установлены все отделы девонской системы и нижний и средний карбон до верхнебашкирского яруса включительно. Эта формация представлена в основном мелковидными известняками и доломитистыми известняками. Среди нее установлено пять стратиграфических уровней накопления бокситов и бокситистых пород: 1) живетский, между эйфельскими и живетским ярусами; 2) фаменский, между франским и фаменским ярусами; 3) нижневизейский, между турнейским и визейским ярусами; 4) средневизейский, внутри визейского яруса и 5) верхнебашкирский, между нижним и средним карбоном

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка бокситоносного формационного комплекса Южного Тянь-Шаня

1. песчаники и алевролиты, 2. глинистые известняки, песчаники, кремнистые сланцы, конгломераты и гравелиты, 3. известняки, 4. бокситовый горизонт, 5. подбокситовая пачка конгломератовидных и брекчированных известняков с проникновениями боксита, 6. доломитистые известняки, 7. доломиты, 8. песчано-глинистые и глинистые сланцы, 9. основные эффузивы, 10. перерыв в осадконакоплении. — Бокситовые горизонты: I. живетский, II. фаменский, III. нижневизейский, IV. средневизейский, V. верхнебашкирский

(верхнебашкирским ярусом). На всех уровнях четко фиксируются перерывы в накопление осадков. Бокситовые горизонты девона и нижнего карбона известны только в пределах Туркестанского и Алайского хребтов, а средне-визейский и верхнебашкирский — на всей западной дуге южного Тянь-Шаня.

ФОРМА И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Бокситовые горизонты по простиранию прерывистые, состоят из цепочнообразно соединенных или разобщенных залежей. Морфология их обусловлена исключительно карстовой формой дорудного рельефа. Бокситовые тела имеют форму линз, линзующихся пластов, карманов и гнезд причудливой формы. Наблюдаются проникновения красного боксита вниз в подстилающие известняки по трещинам и полостям. При этом образуется подбокситовая карстовая брекчия (боксит-брекчия) очень изменчивой мощности — от 0,5 до 15 м. Глубина проникновений бокситов достигает 25 и редко до 50 м, считая от подошвы бокситового пласта. На неровной поверхности подрудной брекчии, как бы нивелируя ее, залегают пласт или линза сплошного боксита. В полных разрезах можно различить три подгоризонта: 1) боксит-брекчии, 2) красного боксита, 3) темно-серого боксита переходящего выше в тонкослоистую бокситистую породу. Верхний подгоризонт согласно кроется тонкослоистыми известняками, которые выше переходят в массивно-слоистые известняки. Такое строение рудного тела является весьма характерным для геосинклинальных месторождений бокситов (Бушинский, 1958, 1967; Bushinsky 1960, 1964).

Длина выходов сплошных пластов и линз бокситов достигает нескольких километров. По простиранию бокситы выклиниваясь переходят в карстовую брекчию или зону, где имеются только мелкие карманы боксита. Расстояние между отдельными выходами сплошных линз боксита колеблется от нескольких метров до километров.

Литологические разновидности бокситов и бокситистых пород разнообразны. Среди них различаются красная обломочная, красная бобово-

Таблица 1.

Породы	Окислы в %			Минералы в %				
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	диаспор, бёмит	гематит, гидрогематит	хлориты	каолинит	титанистые минералы
Боксит красный песчаниковый	45—65	4—12	18—27	50—76	14—22	0,5—4	5,5—20	2—3
Боксит серозеленый песчаниковый	40—55	7—18	14—18	40—60	6—14	16—37	4—10	1,5—2,5
Бокситоносная порода серозеленая	30—45	20—30	12—17	18—30	8—12	18—24	30—39	0,7—1,5

песчаниковая, серозеленая бобово-песчаниковая, пестрая алевролитовая, пестрая афанитовая и пестрая глинистая разновидности и подрудная карстовая брекчия. Некоторые бокситы ясно слоистые, тип слоистости сортированный (Graded bedding).

Химический и минералогический состав литологических разновидностей существенно различный (табл. 1).

На основании многих анализов установлено, что все палеозойские бокситы по минералогическому составу моногидроокисные, основной минерал в них диаспор.

Установлена коррелятивная прямая связь между алюминием и другими элементами-гидролизатами (Ti, Ga, Zr и др.). Отмечается также повышенное содержание ртути в бокситах, преимущественно в серозеленых разновидностях бокситов с примесью органического вещества.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС БОКСИТОВ

Сложная тектоника сильно затрудняет реконструкцию контуров осадочных бассейнов и несомненно порождает определенные погрешности. Однако, как показали исследования *Резвого* (1959), *Синицына* (1960) и *Поршнякова* надвиговые разрывы в основном имеют незначительные амплитуды, что позволяет составить палеогеографические карты. В отношении генезиса бокситов ранее высказано три гипотезы — хемогенная (*Коннов*, 1959), вулканогенная или гидротермально-осадочная (*Пейве*, 1947) и латеритно-осадочная (*Абдуллаев*, 1967; *ABDULLAEV*, 1967).

Накопление бокситов происходило в геосинклинали Тянь-Шаня, заложенной в начале силура. В раннем силуре пояс бокситонакопления находился на стадии слабо дифференцированного прогиба с преимущественным накоплением сланцевых толщ. Этот прогиб к концу силура испытал дифференциацию дна. Уже в лудловском веке, а местами в самом начале девонского периода заложилась узкие линейно-вытянутые внутригеосинклинальные прогибы — седиментационные мульды, которые разделялись узкой зоной поднятий, так называемых антиклинальных отмелей. Заложение таких структур многие исследователи связывают с возникновением глубоких раннегерцинских расколов земной коры, по которым происходило поступление огромного количества лаваго и туфового материала основного состава. Так зарождалась ядерная часть крупной структуры первого порядка Охнинского-Талдыкского синклинория. Осевая часть данной структуры в верхнем силуре представляла собой глубокую подводную впадину-грабен. В нем в течение всего верхнего силура и нижнего девона происходили неоднократные подводные излияния основных эффузивов. Об этом свидетельствуют прекрасно выраженные подушечные и шаровые отдельности в них и наличие линз известняков с морской фауной.

Начиная уже с позднего силура и, в основном, в начале девона к северу и югу от пояса излияния основных эффузивов закладываются довольно узкие мульды, в которых шло накопление морских карбонатных осадков и частично, в ряде из них отлагались обломочные породы. Такие мульды отделялись друг от друга узкими зонами поднятий. Ширина мульды по всей вероятности колебалась в пределах 6—8 км, а протяженность в несколько десятков километров.

Так, например, можно утверждать, что Катранбашинская мульда имела вероятно, длину 50 км при ее ширине около 7 км. В тех мульдах, которые окаймляли с севера и с юга излияния эффузивов в осевой части Охнинско-Талдыкского синклинория и формировался так называемый Катранбашинский тип разреза, вмещающий бокситы. В мульдах в течение нижнего девона в условиях медленного прогибания бассейнов и его осолонения и при господстве аридного климата происходило накопление доломитов.

Начало эйфельского века характеризуется сохранением палеогеографического плана конца нижнего девона. Изменялись контуры бассейнов вследствие их усиленного прогибания и трансгрессии моря. Накопление доломита начало сменяться накоплением известняков (горизонт D_{2e}^1), получает пышный расцвет органическая жизнь. В конце эйфельского века осадконакопление происходило в условиях теплого и влажного субтропического климата. Об этом говорят не только повсеместное накопление известняков, но и широкое развитие наземной растительности типа псилофитов и папоротникообразных и соседних положительных структурах, а также образование каменного угля в углистых сланцев к западу от Сулюктинского района (*Лелешус*, 1964).

Конец эйфельского века ознаменовался сменой нисходящих колебательных движений восходящими в северной части центрального Туркестано-Алая. В результате этого грабен с вулканогенным заполнением оказался поднятым над уровнем моря, в виде архипелагической островной суши. На ней в условиях жаркого и влажного климата начала формироваться латеритная кора выветривания. В это же время вышли из-под уровня моря все прилегавшие к грабену седиментационные мульды. Произошло осушение обширных площадей распространения известняков, началось образование карста. О большой интенсивности образования карстовых процессов свидетельствуют глубокие проникновения бокситов от основания рудных тел на глубину. Происходили также размывы подбокситовых известняков на 30—60 м. Одновременно с развитием карста и размывом известняков горизонта D_{2e}^1 в углублениях-ловушках его поверхности отлагались продукты размыва латеритного покрова. Эти продукты в виде гелей, тонких взвесей и обломочных частиц, отлагались на карстовых понижениях, заполняя сперва мелкие карстовые трещины и углубления, а затем аккумулируясь в более крупных суходолах, полях, котловинах, воронках и в других ловушках.

Завершение формирования бокситового горизонта шло в условиях прибрежного мелководья в своеобразных заболачивающихся «лужах» образованных либо ингрессией моря, либо затоплением карстовых понижений временными потоками. Об этом свидетельствует переход красных бокситов вверх в серозеленые и наличие в них знаков ряби от действия волн. Наступления моря на площади бокситонакопления было постепенным. На это указывают прослойки серозеленой бокситистой породы в непосредственно кроющихся известняках и прослойки известняков в верхней части залежей боксита. Так образовался нижний бокситовый горизонт. Он был захоронен осадками живетской трансгрессии, известняками амфиорового горизонта.

Тонкая, а местами и грубая или сортированная градационная слоистость указывает на периодическое поступление бокситового материала приносимого водами временных потоков. Эти воды отстаивались в карстовых понижениях, при этом осаждался сначала грубой, а потом все более тонкий бокситовый

материал. Каждый временный поток оставлял слой боксита. О крутизне берега и выступов дна свидетельствуют хорошо сохранившиеся следы оползания и перемятость еще пластичных бокситовых прослоев, а также наличие в них текстуры течения на фоне более или менее консолидировавшегося бокситового осадка. Накопление бокситов, очевидно, происходило в спокойном водоеме, вероятно в карстовых озерах, временами пересыхающих. Об этом говорят прекрасно сохранившиеся трещины усыхания красно-бурых алевропелитовых бокситов (Абдуллаев, 1968). Аналогичная сортированная слоистость описана в девонских бокситах Урала (Бушинский, 1958). Позднее им найдены в них и трещины усыхания (BUSHINSKY, 1964).

Формирование второго бокситового горизонта связано с дофаменскими восходящими движениями. В это время вся центральная часть северного Туркестано-Алая испытала поднятие, а вулканогенная полоса островной суши с прилегающими к ней седиментационными мульдами находилась в таком палеогеографическом соотношении, какое имело место в конце эйфельского и начале живецкого веков. Залежи бокситов образовались в результате сноса глиноземистого материала с той же архипелагической островной суши и накопления его на размытой и закарстованной поверхности известняков франского яруса. Аналогичная палеогеографическая обстановка повторилась в конце турнейского и в начале визейского веков.

Конец намюрского века и начало среднекарбоновой эпохи в центральной зоне Северного Туркестано-Алая ознаменовались восходящими движениями и проявлением первой фазы орогенических движений с интенсивным размывом пород на всей площади зоны и с накоплением пестроцветного обломочного материала (флишсоидная формация $C_2 - C_3$). С этим этапом в рассмотренной зоне региона и завершается стадия собственного геосинклинального развития, после чего она сменяется орогенической стадией. В связи с этим процесс бокситообразования в среднем карбоне и местами даже в визейском веке «перекочевал» в области продолжающегося геосинклинального развития, каковыми оказались площади соседних широтно вытянутых зон, как, на севере, так и юге, где формировались Алайский и Ярунтузский бокситоносные типы разрезов.

В палеогеографии внутривизейского и верхнебашкирского бокситовых горизонтов основным предопределяющим моментом было также заложение узких вытянутых прогибов на площади глинисто-сланцевых толщ силура. При этом на островах, ограничивающих такие прогибы, развивались латеритная кора выветривания, которая давала глиноземистый материал для образования бокситовых залежей на протяженном поясе Южного Тянь-Шаня в верхнебашкирское время. Длительность континентального перерыва, во время которого происходило отложение бокситов была в различных районах очень различна. Так, в одних местах верхнебашкирской бокситовой горизонт залегает на известняках визейского или намюрского ярусов, а в других — на размытой поверхности нижнего и верхнего башкирских подъярусов.

Связь образования палеозойских бокситов Южного Тянь-Шаня с латеритной корой выветривания находит все большее подтверждение. Значительные реликты докарбоновой латеритной коры выветривания глинистых сланцев силура найдены во многих местах западных районов Туркестанского хребта (Голиков, 1958; Коннов, 1963; Абдуллаев, 1968) и в горах Букантау и Тамды-Тау в Кызылкумах (Хусанбаев, Нуралиев, 1963). Весьма

вероятно, что останцы таких кор выветривания обнаружатся также и на эффузивах силура и девона.

Для примера интересно рассмотреть палеогеографическую обстановку накопления бокситов в Джалаирском районе. Этот район находится у западного окончания Туркестанского хребта. Здесь хорошо сохранились останцы докарбоневой латеритной коры выветривания, изучавшиеся *Элизовым* и *Конновым*. Эта кора развита на тонкослоистых серозеленых глинистых сланцах силура. Она согласно, с постепенным стратиграфическим контактом, перекрываются массивно-слоистыми темносерыми брахиоподовыми известняками визейского яруса. Разрез коры выветривания на ручье Джалаир представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Глинистые сланцы тонкослоистые неизменные серого, серовато-зеленого и палевого цвета.

2. Пачка измененных и разрыхленных сланцев преимущественно красновато-бурого цвета. Нижний и верхний контакты постепенные. Мощность 0,5—1 м.

3. Рыхлые чередующиеся между собой пестрокрашенные (красные, бурые, палевые, желтые, кофейные, зеленые) прослои глинистой породы — гидрлюдисто-каолинитового состава. В верхней части этой пачки отмечается некоторое количество свободного глиноземе. Мощность 1,2—3 м.

4. Аргиллит краснобурый бокситистый тонкослоистый. Мощность 1—3 м.

5. Бобовые лептохлориты слоистые темно-зеленые, мощность 0,8—3 м.

6. Известняки темносерые плотные органогенные с маломощными прожилками и гнездышками зеленого лептохлорита в их основании. Мощность 0,4—1 м.

7. Аргиллит краснобурый бокситистый тонкослоистый. Залегает на размывтой поверхности известняков. Характерно присутствие в этом аргиллите прослоев состоящих сплошь из мелких раковин брахиопод. Мощность 0,5—1,2 м.

8. Известняки темносерые с тонкими прослойками и линзочками красно-бурого бокситистого аргиллита. Этот слой известняков очень выдержанный, маркирующий. Мощность 0,3—0,5 м.

9. Известняки серые толстослоистые брахиоподовые.

При полевом обследовании этого разреза в 1968 г. совместно с *Бушинским*, было установлено, что контакт между известняками нижнего карбона и продуктами коры выветривания согласный. По нему не отмечается никаких тектонических надвигов. Процесс формирования этой коры был многократно нарушен мелкими пульсирующими трансгрессиями моря. Появление бобовых лептохлоритов, являющихся лагунно-морскими осадками, дает основание провести по ним береговую линию между сушей и морем.

В Джалаирском бокситоносном районе площадь бокситонакопления представляла собой узкий прогиб, где во время континентального перерыва развиваются карстовый процесс визейского яруса. Снос бокситового материала происходил как с севера, так и с юга, с латеритного покрова суши. Длительность континентального перерыва здесь составляла полтора геологического века.

Внутривизейский бокситовый горизонт отлагался во время кратковременного перерыва где-то в середине визейского века. Мощность этого горизонта обычно 0,3—0,8 и редко 1—2 м. Представлен он в основном бокситистыми породами заполнившими мелкие карстовые углубления.

Таким образом палеозойские бокситы Средней Азии имеют почти полную аналогию с бокситами других гессинклинальных областей (*Бушинский*, 1967; *Vushinsky*, 1960, 1964) и могут быть отнесены к средиземноморскому типу.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев, А. У.* 1967: О девонских бокситах Средней Азии. — «Литология и полезные ископаемые», № 3.
- Абдуллаев, А. У.* 1968: Основные черты геологии среднепалеозойских бокситов Южного Тянь-Шаня. — Изв. АН Кирг. ССР, № 1.
- Бушинский, Г. И.* 1958: О генетических типах бокситов. — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис», М.
- Бушинский, Г. И.* 1964: О некоторых вопросах геологии бокситов. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 103.
- Бушинский, Г. И.* 1967: Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 66, Новосибирск.
- Григорьев, В. Н.* 1968: Генезис верхнебашкирских бокситовых пород Средней Азии. — Литология и полезные ископаемые, № 1.
- Коннов, Л. П.* 1959: Генезис бокситов и их поисковые признаки. — Ученые записки САИГИМСа, Ташкент, вып. 1.
- Лелешус, В. Л.* 1964: Угленосность девонских отложений Туркестанского хребта (Южный Тянь-Шань). — ДАН АН СССР, т. 156, № 6.
- Пейве, А. В.* 1959: Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. — Т. I, Львов, изд-во Львовского ун-та.
- Синицын, Н. М.* 1960: Тектоника горного обрамления Ферганы. — Изд-во ЛГУ.
- Хусанбаев, Д. М., Нуралиев, И.* 1963: О древней коре выветривания гор Букантау. — Узб. геолог. журнал, № 5.
- ABDULLAEV, A. U.* 1967: Devonian bauxites of Central Asia. — Lithology and Mineral Resources, N 3, p. 331–338. (Translated by Consultants Bureau, N. Y.)
- BUSHINSKY, G. I.* 1964: Types of karst bauxites deposits and their genesis. — Symposium sur les bauxites, oxydes et des hydroxydes d'aluminium. Zagreb.

А. У. Абдуллаев

*Институт геологии АН Киргизской ССР
г. Фрунзе
СССР*

ВУЛКАНИЗМ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ НА УРАЛЕ

А. К. Гладковский
(СССР)

На Урале известны четыре разновозрастных бокситовых горизонта: два эйфельских и два франских. Бокситовое тело часто залегает на неровной поверхности известняков. Оно согласно перекрывается известняками, граница между ними и бокситами параллельная. Иногда под бокситами или над ними располагаются агломератовые туфы и туфы.

В некоторых месторождениях западного склона Южного и восточного склона Северного Урала переход от красных бокситов к подстилающим известнякам постепенный. Переходная зона состоит из разобренных между собой корродированных кусков известняка, расположенных в диаспоровом боксите. В верхней части переходной зоны преобладает боксит, в нижней — известняк. Мощность переходной зоны достигает 2 м. Встречаются также и другие формы перехода бокситовой залежи в подстилающие известняки: от бокситового тела вниз отходят толстые (до 1 м) ветвистые «корни», расположенные в известняке.

Бокситы и вмещающие их известняки в большинстве случаев на восточном склоне Урала падают под углом 35° к востоку, а на западном склоне — под различными углами к западу.

Залежи состоят из красных неясно слоистых бокситов, приуроченных к ее нижней части, и зеленоватосерых, расположенных выше красных. В промышленных месторождениях красные бокситы преобладают над зеленовато-серыми, в непромышленных — наоборот.

Имеется несколько первоначальных литологических типов красных бокситов. В зависимости от присутствия землистого гематита, загрязняющего руки, и плотности красных бокситов, среди них, согласно *Каржавину*, выделяют несколько типов: «маркие», «немаркие» почти без землистого гематита и «яшмовидные». В последних бокситах землистого гематита нет. Маркий боксит — диаспоровый, немаркий — диаспор-бемитовый и яшмовидный — бемитовый.

Неровная поверхность известняковой постели обусловлена чередованием без всякой закономерности депрессий и возвышенностей. Соответственно этому мощность бокситов изменяется на коротких расстояниях от нескольких

метров до 70 м. В месторождениях с сильно неровной известняковой постелью депрессии заполнены маркими бокситами, на возвышенностях залегают яшмовидные бокситы, а немаркие занимают промежуточное положение между первыми и вторыми.

Первоначальные литологические типы красных бокситов имеют между собой и с зеленовато-серыми горизонтальные контакты. Кроме того в результате выветривания первоначальных диаспоровых и диаспор-бемитовых бокситов образуются вторичные красные диаспор-бемитовые бокситы. Вторичные красные бокситы между собой и с первичными имеют почти вертикальные контакты.

Красные и серые бокситы имеют в большинстве случаев бобовую структуру. Название «бобовины» это собирательный термин. В действительности под бобовинами понимаются образования неодинакового происхождения. Бобовины имеют размеры от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Бобовины представляют собой мелкие тела шарообразной или сплюсненной формы однородного строения.

В некоторых уральских месторождениях бокситовые бобовины и рудные зерна имеют дисковидную форму. Это материал переработанный морскими волнами. Кроме того имеются синхронные бобовины представляющие собой диагенетические стяжения, образовавшиеся в стадии накопления бокситовых веществ. В таких бобовинах выпуклости в одних соответствуют углублениям в других. Рудные зерна нередко частично протыкают диагенетические бобовины или последние моделируют форму рудных зерен.

Ограниченный объем статьи позволяет осветить самые существенные вопросы текстуры только тех бокситов, в которых нет рыхлого гематита. Этот минерал скрывает от наблюдателя текстурные особенности бокситов. В бокситах плотных красных бемитовых и диаспор-бемитовых наблюдается чередование слоев разного минерального состава и окраски.

В одних участках месторождений слои богатые рудными минералами (ильменитом, титаномагнетитом) и содержащие также кальцит и белые бокситовые бобовины перемечаются со слоями, сложенными почти исключительно красными диаспор-бемитовыми бобовинами. Тут же вблизи мы видим, как описанные выше рудные слои, чередуются со слоями, сложенными красными диаспор-бемитовыми бобовинами (40%) и скрепленными черным веществом. Последние слои кое-где почти лишены красных бокситовых бобовин. Иногда горизонтально вытянутые скопления белых бокситовых бобовин, в направлении перпендикулярном слоистости, сменяются зеленоватосерыми слоями. Черное и зеленовато-черное вещество представляет собой в различной степени хлоритизованное вулканическое стекло с остатками свежего стекляно-прозрачного изотропного стекла с показателем преломления 1,545—1,575. В бокситах и в хлоритизированном вулканическом стекле кроме того редко встречаются обломки свежих плагиоклазов, пироксенов, вулканогенной породы с фенокристаллами плагиоклазов.

Местами вулканический пепел-обломки вулканогенной породы и стекло замещены почти полностью моногидратами глинозема. Однако, структура вулканической породы сохраняется.

Хлоритизация и гальмиролиз существенно изменяют вулканический пепел (стекло). В результате гальмиролиза образуются красные гематитовые

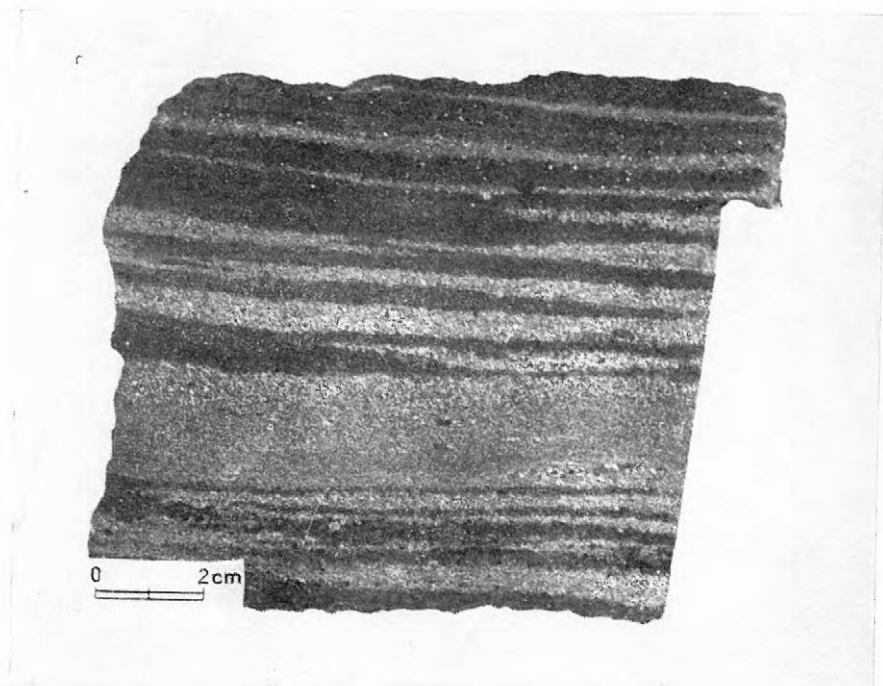


Рис. 1. Образец слоистого боксита. (Североуральский бассейн.)

Серое — диаспоровые слои, богатые рудными минералами, рутилом, анатазом и сфеном.
Темное — красны: гематит-диаспоровые слои очень бедные рудными минералами

и обеспеченные желтовато-серые бейделлитовые породы. Мощность их достигает 1 м.

Иногда наблюдается своеобразный состав полосчатых бокситов (рис. 1). В них красные диаспоровые слои содержат несколько процентов рудных минералов (TiO_2 — 1,95%). В светло-серых слоях на долю рудных минералов приходится 25% по объему, остальное относится на диаспор, бемит, минералы двуокиси титана, кальцита нет. В этих слоях двуокиси титана 13,26%.

Изучение североуральских бокситов показывает, что рудный концентрат, состоящий почти полностью из рудных минералов, содержит двуокиси титана 10,75%. Следовательно в светло-серых слоях двуокиси титана должно быть примерно 2,70%, а не 13,26%. Таким образом содержание TiO_2 в светло-серых слоях не соответствует количеству присутствующих здесь рудных зерен. Изучение показывает, что 10,56% TiO_2 в светло-серых слоях относится к рутилу и анатазу. Последние два минерала образуются в результате массового метасоматического замещения гомогенного титаномагнетита хемогенным диаспором (рис. 2).

На восточном склоне Северного и Среднего Урала красные бокситы нередко обогащены зернами рудных минералов: гомогенным и гомогенно-гетерогенным титаномагнетитом, ильменитом. Гомогенный — это нераскристаллизованный, однородный титаномагнетит. Гомогенно-гетерогенные зерна

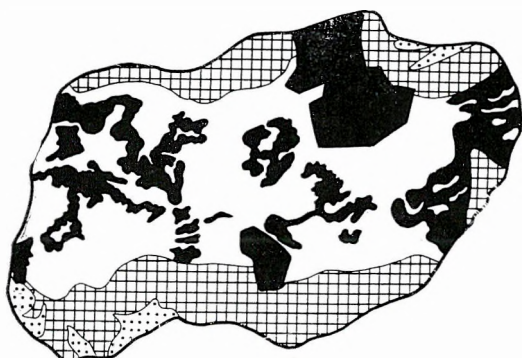


Рис. 2. Замещение гомогенного титаномагнетита хомогенным диаспором

Клетка: остатки гомогенного титаномагнетита, черное: рутил, анатаз и сфен; белое: диаспор; точки: гематит (350x)

вании рудных зерен близ дневной поверхности на месте залегания бокситов. Минералы двуокиси титана встречаются только в цементе, а не внутри диаспоровых и бемитовых бобовин.

Мошность бокситовой зоны, обогащенной рудными минералами, достигает одного метра, а отдельных слоев, слагающих ее, 10 см.

состоят из гомогенного титаномагнетита, который прорастает ильменитом. Размеры рудных зерен и октаэдров до 1 мм. В бокситовых слоях, обогащенных рудными зернами, количество последних колеблется от нескольких % до 80 вес. %. Остальное приходится, главным образом, на глиноземные минералы и кальцит.

Рутил, анатаз и сфен образуются за счет разложения гомогенного титаномагнетита. Разложение происходит в результате замещения гомогенного титаномагнетита кальцитом, моногидратами глинозема и при выветривании

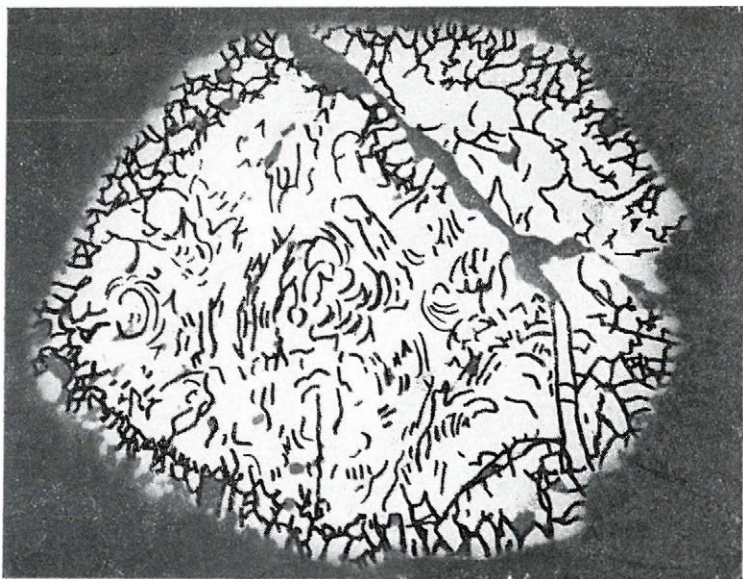


Рис. 3. Гомогенный титаномагнетит с узорчатой трещиноватостью и с наружной сильно трещиноватой зоной. Североуральский бассейн. (Отраженный свет, 200x)

Там, где бокситовый материал не переработан морскими волнами, титаномагнетит и ильменит всегда ассоциируются с кальцитом. Количество его колеблется от нескольких до 10%. Сообщество рудных зерен и кальцита вызвано тем, что рудные пирокласты, речь о чем ниже, падая в морскую воду еще в горячем состоянии, нагревали ее. Нагревание воды содействовало выделению углекислоты, а в связи с последним, уменьшению растворимости карбоната кальция.

Вопрос в том, каким образом зерна рудных минералов попали в боксит и что является их источником? Рудные зерна мы считаем вулканическими пирокластическими образованиями. Они в большинстве случаев в горячем состоянии через воздух отложились в прибрежном участке моря или на суше на склоне вулкана. Первые имеют характерную узорчатую зональную трещиноватость (рис. 3) нередко с внутренним нетрещиноватым ядром. Нетрещиноватые зерна тоже были переотложены в море. Те и другие зерна очень свежие, они не могли попасть в прибрежный участок моря и в боксит из коры выветривания.

В Североуральском бассейне проблематичная кора выветривания (дезинтегрированные порфириды и структурные глины), расположенная ниже известняков подстилающих боксит, имеют мощность 0,5 м. Рудные минералы представлены отчасти магнетитом, а больше продуктами его разложения — мартитом и маггемитом, гетерогенным титаномагнетитом. Здесь совсем другой набор рудных минералов и их иная сохранность, чем в бокситах. Рудные минералы из проблематичной коры нетрещиноваты. Кроме того, исключительно диаспор-бемитовый состав бокситов и отсутствие первичного гиббсита и заметного метаморфизма бокситов, исключают образование моногидратов глинозема и гиббсита. Гиббсит, как известно, является главным минералом латеритной коры выветривания. Отсутствие метаморфизма подтверждается наличием в бокситовом слое галлуазитовых и бейделлитовых прослоев.

Уральские бокситы не могли образоваться за счет накопления нерастворимого остатка известняков, так как последние не содержат свободного глинозема, а в ряде месторождений и алюмосиликатов.

Наблюдаются случаи переслаивания красных и зеленовато-серых шамозитовых бокситов между собой и с органогенными известняками. Кроме того иногда в любой литологической разновидности красных бокситов в верхней половине залежи, но чаще в зеленовато-серых находят синхронную морскую фауну: гастропод, пелеципод, гастропод, брахиопод.

Гастроподовая и брахиоподовая фауна угнетенная. Она отличается бедностью видов, но богатством особей. В брахиоподах и гастроподах створки раковин кальцитовые, ядро бокситовое. В зеленовато-серых бокситах известняковые прослои встречаются чаще, чем в красных. Все это указывает на морское (прибрежно-морское, лагунное) происхождение уральских бокситов.

Однако морское происхождение бокситов еще не разрешает полностью проблемы образования этого полезного ископаемого. Осаждение гидратов глинозема и землистого гематита из истинных растворов имело большое значение. На это указывают: метасоматическое замещение известняков бокситом с образованием промежуточных боксито-известняковых зон, массовое замещение рудных минералов моногидратами глинозема, образование олиго-

вых диаспор-шамозитовых пород. Следовательно, метасоматические процессы имели существенное значение в образовании верхней неровной поверхности в известняках, подстилающих бокситовое тело.

Наблюдения показывают, что образование залежи произошло в короткий промежуток времени по длительности несоизмеримый с геологическим. Вот почему при одинаковом литологическом составе известняков кровли и почвы они характеризуются и одинаковой фауной.

Таким образом, не только рудный и нерудный пирокластический материал является продуктом вулканической деятельности, но, вероятно, и растворы алюминия и железа. Имеются точные данные, что кое-где по пути к морю эндогенные растворы осаждали бокситовое вещество на суше. Откуда оно постепенно и быстро сносилось в море водами эндогенного или атмосферного происхождения. Это своеобразный «механический» бокситовый осадок. В нормальных условиях морской среды он почти целиком замещается кальцитом. Только быстрое перекрытие такого бобового боксита «механического» происхождения, и изоляция его от морской воды привели к образованию своеобразных кальцит-диаспоровых бокситов. Следовательно, уральские бокситы связаны с эндогенными процессами — гидротермальной деятельностью вулканов. По способу осаждения вещества это осадочно-метасоматические породы.

В 1947 г. *Пейве* впервые показал, что геосинклинальные месторождения бокситов на Урале являются эндогенными-субмаринными гидротермально-осадочными и метасоматическими образованиями. Однако тогда, в виду малого объема фактических данных, эндогенная гипотеза, по понятным причинам, была обоснована недостаточно полно. В дальнейшем геологи вообще отказались от эндогенной гипотезы, не опровергнув, однако, некоторые очень важные факты. К числу последних относится, например, образование бокситов из истинных растворов и замещение известняков бокситом. Новые данные не только уточняют, но и обосновывают эндогенное происхождение геосинклинальных месторождений бокситов на Урале.

Марки бокситы присутствуют только в тех месторождениях, где мощность бокситовых тел сильно варьирует и в среднем равна не менее 4 м. Выклинивание бокситового горизонта происходит путем выпадения из разреза марких бокситов, потом немарких, затем яшмовидных и, наконец, зеленовато-серых. Там, где бокситовое тело имеет мощность не более 1,5 м оно сложено красными яшмовидными и зеленовато-серыми бокситами. Для таких месторождений характерно выдержанное распространение бокситов по падению и простиранию залежей.

Осадочные бокситы закономерно располагаются рядом друг с другом от берегов в сторону моря с такой последовательности: маркие, немаркие, яшмовидные, зеленовато-серые и известняки. При трансгрессии моря эти фации залегают друг над другом.

По степени распространения литологических разновидностей красных и зеленовато-серых бокситов можно оценить перспективы месторождений, бассейнов, а также безрудных участков в последних, наметить, естественные границы бассейнов по простиранию и перспективы на глубину. Этот фациальный анализ неоднократно оправдал себя при перспективной оценке месторождений в пределах Североуральского бассейна.

Главное в прогнозных исследованиях — считаться с эндогенным происхождением геосинклинальных месторождений бокситов на Урале, поскольку все факты говорят в пользу этой теории.

ЛИТЕРАТУРА

Пейве, А. В. 1947: Тектоника Североуральского бокситового пояса. — Изд. МОИП. Москва.

А. К. Гладковский

*Институт Геологии и Геохимии УФАИ СССР
Свердловск, Почтовый переулок 7.
(СССР)*

О ГЕНЕЗИСЕ КАРСТОВЫХ БОКСИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СИБИРИ

А. Н. Лизалек, Р. С. Родин

(СССР)

Относительно генезиса карстовых бокситов, развитых в различных районах Центральной Сибири, существует несколько точек зрения. Сторонниками осадочного их происхождения являются геологи изучавшие бокситы Енисейского края: *Боголепов* (1958), *Пельтек* (1967), *Пасова* и *Спирин* (1967). В отличие от них *Слукин* (1967), придерживающийся теоретических воззрений *Бушинского* (1958, 1966) считает, что бокситы Чадобецкого поднятия образовались в результате латеритизации переотложенных продуктов латеритной коры выветривания во времена затопляемых понижениях. *Бобров* (1968), развивающий тоже взгляды *Бушинского*, рассматривает бокситизацию в карсте по иному. По его мнению удаление кремнезема происходило в процессе диагенеза проточной водой. Наибольшая бокситизация наблюдается в центре карстовой воронки, а к ее окраинам бокситовый пласт переходит в глину.

Детальные наблюдения *Лесгафта* (1967) на восточной окраине Енисейского края, а также *Баркова* и *Цыкина* (1967) на хребте Арга позволили названным исследователям прийти к выводу о том, что бокситовые залежи в этих районах сформировались непосредственно в самих карстовых воронках.

О возможности образования бокситов таким путем, насколько нам известно, впервые сказано в работе *Архангельского* (1937). Впоследствии, процессы бокситизации или образования бокситов в карсте описывали *Вадас*, *Барнабаш*, *Бардоши* (1957), *Бушинский* (1958), *Vushinsky* (1960, 1964), *Лисицына* и *Пастухова* (1963) и другие геологи разных стран. При этом *Бардоши* отмечает, что предположение о бокситизации первичного бокситового материала отложенного в карсте не доказано с достаточной уверенностью.

В 1967 г. авторами данного сообщения была изучена карстовая воронка с бокситами, расположенная в известняках пачинской свиты верхнего девона в юго-восточной части Колывань-Томской складчатой области. Разрез этой воронки обнажен полностью в одном из карьеров. После образования бокситов не происходило ни просадок, ни углубления воронки, благодаря чему,

здесь наблюдается ненарушенный профиль длиной 0,3 км следующего строения (снизу вверх):

Зона 1: буро-желтовато-серые глины, чередующиеся с песчаниками и алевролитами. Глины гидрослюдистые с примесью каолинита и с включениями обломков выветрелых сланцев. Песчаники и алевролиты кварцевые, цемент гидрослюдистый, каолинитово-гидрослюдистый. В песчанике отмечаются линзовидные прослойки сидерита мощностью до 0,2 м. Общая мощность 6 м.

Зона 2: глина пестроцветная, сложенная тонкозернистым каолинитом с примесью чешуек гидрослюды и пелитоморфных гидроокислов железа. В отдельных участках наблюдается реликтовая обломочная структура. Первичный характер обломков определить не удается. Отмечаются прослои кварцевых песчаников и алевролитов с каолинитовым цементом. Общая мощность 3,5 м.

Зона 3: глина бокситистая пестроцветная, с реликтовой обломочной структурой. Слагаются глины тонкодисперсным каолинитом, гиббситом и гидроокислами железа. В тонкозернистой массе отмечаются корродированные зерна кварца и гиббситизированные обломки пород (сланцев?). Вокруг обломков наблюдается крустификационная каемка яснокристаллического гиббсита, который в такой же форме развит и по обломкам, что свидетельствует о гиббситизации на месте. Содержание Al_2O_3 — 36,29%; SiO_2 — 31,12%; Fe_2O_3 — 11,25%; п. п. п. — 15,85%; значительное количество SiO_2 обусловлено присутствием обломочного кварца. Мощность 0,5 м.

Зона 4: боксит бобовый, каменистый, красновато-коричневый. Бобовины размером 2—5 мм сложены гиббсит-гематитовым материалом и крустифицированы яснокристаллическим гиббситом. Центральная часть пор выполнена тонкокристаллическим гиббситом иногда с колломорфной структурой. Содержание Al_2O_3 — 35,40%; Fe_2O_3 — 38,45%; SiO_2 — 7,61%; п. п. п. — 14,98%. Мощность 0,5 м.

Зона 5: гетит-гематитовая вишнево-красная землистая руда. Содержание Fe_2O_3 — 63,78%; SiO_2 — 12,10%; Al_2O_3 — 12,23%; п. п. п. — 8,07%. Мощность 0,1 м, видимая протяженность зоны 20 м.

Вблизи карьера на дневную поверхность выходят сланцы более высоких горизонтов пачинской свиты, которые, очевидно, и явились источником обломочного материала при заполнении карстовой воронки.

Описанный разрез характеризуется целым рядом особенностей.

I. Четкой литологической зональностью снизу вверх: глины гидрослюдистые, глины каолиновые, глины бокситовые, бокситы бобовые каменистые, гетит—гематитовая руда (панцирь).

II. Постепенным увеличением вверх по разрезу выветрелости обломков сланцев в пределах зоны I.

Выше, в зоне 2, в глинах постоянно наблюдается реликтовая обломочная структура, что явно свидетельствует о глинизации терригенных пород.

III. Нарастанием снизу вверх содержания окислов алюминия и железа (от 27 до 75%).

Некоторый материал по строению бокситоносных толщ в карстах на Сибирской платформе был получен при изучении разрезов скважин на западной окраине Чадобецкого поднятия.

Скважиной 459 на глубине 93 м вскрыта пестроцветная глина гидрослюдисто-каолинитового состава с реликтовой структурой обломков сланцев. В породе встречаются вермикулитовые агрегаты каолинита. Изредка каолинит образует псевдоморфозы по терригенным зернам. В отдельных породах присутствуют железистые карбонаты.

На глубине 91,0 м залегает каолинитовая глина. Каолинит мелкоагрегатный, реже в вермикулитах, или в виде крупных псевдоморфных кристаллов, иногда с реликтовой поле-

шпатовой системой трещин спайности (под углом 90°). В породе хорошо сохранилась реликтовая алевролитовая структура, заметная макроскопически.

С глубины 88,3 м содержание окислов железа в каолиновой глине увеличивается, цвет ее становится темнокрасным. Встречаются редкие железистые бобовины.

В интервале 85,1—44,7 м вскрыты и каменные бокситы, бобовые кирпично-красного цвета. Отчетливо видна реликтовая обломочная структура. Терригенный материал либо нацело выщелочен, либо замещен новообразованным кварцем. Бобовины и реликты терригенных зерен инкрустированы мелкокристаллическим гиббситом и гетитом. Последний располагается обычно по периферии гиббситовых инкрустаций. В бобовинах встречены мелкие зерна и кристаллики корунда. В межбобовом пространстве корунд не обнаружен. С бокситами чередуются гидрослюдистые — каолиновые глины, также с реликтовой структурой.

Таким образом породы бокситоносной толщи, независимо от состава, постоянно обладают реликтовой обломочной структурой. Зерна терригенного материала замещены либо каолином разной степени кристаллизации, либо алюмо-железистым аморфным веществом, либо окислами железа.

Бокситоносные породы на Енисейском кряже располагаются в карстовых и карстово-эрозионных депрессиях на известняках и доломитах в узкой зоне контакта с алюмосиликатными породами. В разрезе бокситоносной толщи выделяется два горизонта: нижний и верхний (рудный). В основании нижнего горизонта находится брекчия, представленная главным образом щебенкой выветрелых гидрослюдистых и хлорито-гидрослюдистых сланцев. Цвет их серый, зеленовато- и светло-буровато-серый. Щебенка сцементирована песчано-алевролитовой глиной гидрослюдистого состава с примесью каолинита и гидроокислов железа.

Вверх по разрезу степень выветрелости обломков в целом увеличивается. В их составе появляется каолинит. При этом происходит или отбеливание, или появление желто-бурой и коричневой окраски. Одновременно уменьшаются размеры и количество обломков. Они становятся очень рыхлыми, легко рассыпающимися при слабом нажиме рукой, однако остроугольная форма их сохраняется. Это показывает, что выветривание обломков происходило после переотложения, поскольку перенос их в таком состоянии невозможен. Цементируются обломки гидрослюдисто-каолиновым материалом с примесью терригенного кварца. Выше по разрезу обломочная структура становится менее ясной, исчезает и терригенный материал.

Пачка брекчиевых пород постепенно сменяется каолиново-гидрослюдистыми глинами с более редкими включениями выветрелых сланцевых обломков или тонкими бесструктурными глинами того же состава.

Верхний (рудный) горизонт слагается пестроцветными глинами, которые включают различной формы тела бокситов. Глины каолиновые с примесью гиббсита, гидрослюды, пылеватого кварца, гетита и гидрогематита. В глинах, особенно в нижней части горизонта, отмечаются обломки сильно выветрелых сланцев. Обломки, как правило, почти нацело замещены легко рассыпающимися или пластичным каолином и распознаются лишь по сохранившимся контурам. Граница между нижним и рудным горизонтами постепенная.

Бокситы образуют неправильные конкреционные глыбы, линзовидные и пластообразные тела, а также штоки, вытянутые вдоль оси карстовых воронок. Мощность рудных тел колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. Представлены они каменистыми, рыхлыми и глинистыми разносытми. Каменистые бокситы — плотные, твердые, бобовые красно-коричневой, ко-

ричной, желтокоричневой до светлой желтовато-коричневой окраски. Основными минералами являются гиббсит, корунд, гетит, гематит, каолинит. Рыхлые бокситы имеют тот же минералогический состав, что и твердые. Для глинистых разностей характерна большая примесь глинистого материала, главным образом, каолинита. Как каменные, так и рыхлые бокситы иногда содержат в различной степени измененные обломки глинистых сланцев. Нередко обломки с реликтовой сланцевой текстурой целиком замещены светло-коричневым бокситовым материалом.

Переход от рудных тел к вмещающим глинистым породам постепенный. В разрезе породы последовательно сменяют друг друга в следующем порядке (снизу вверх): брекчия из щебенки выветрелых глинистых сланцев гидрослюдистого, хлорито-гидрослюдистого и каолинито-гидрослюдистого состава — каолинитово-гидрослюдистые глины с обломочной структурой — пестроцветные каолинитовые глины — бокситовые глины — глинистые бокситы — каменные бокситы. Ряд этот часто бывает неполным, но зональность наблюдается во всех бокситоносных толщах данного типа без исключения. Описанная зональность соответствует профилю латеритной коры выветривания, что подтверждается и характером изменения химического состава пород. Вверх по разрезу постепенно нарастает содержание окислов железа, алюминия, титана. Причем, соотношение количеств алюминия и титана сохраняется приблизительно на одном уровне.

Зональное строение бокситоносной толщи отмечается и в плане, хотя и менее четко. Обычно наблюдается следующий ряд пород: каолинито-гидрослюдистая глина — каолинитовая глина — глинистый боксит — и боксит (*Лесгафт*, 1967; *Пельтек*, 1967). Полный набор пород встречается сравнительно редко. Рудное тело занимает обычно центральную часть карстовых и карстово-эрозионных депрессий. Это относится и к наклонным карстовым полостям. В более крупных эрозионно-карстовых депрессиях бокситы могут быть приурочены как к осевым, так и бортовым частям их.

Форма рудных тел определяется формой зон фильтрации. При удалении от зон максимальной фильтрации к краям карстовых полостей по мере уменьшения степени промываемости осадков уменьшается и степень их разложения. Вокруг рудного тела образуются зоны в различной степени выветрелых пород. С глубиной по мере уменьшения агрессивности вод формируются различные зоны профиля латеритной коры выветривания, которые четко прослеживаются как по минералогическому, так и химическому составу пород.

Возникающие таким путем бокситоносные образования и бокситы наследуют все признаки механически переотложенных терригенных осадков — слоистость, обломочную структуру и т. д. Кроме того, продолжающийся рост карстовых депрессий вызывает оползание и обвалы заполнившего их материала, в результате чего создается брекчиевидная структура, происходит частичное перемешивание пород, т. е. возникает дополнительные обломочные структуры, затушовывающие генетические особенности описываемых толщ. В бокситовых толщах нередко наблюдаются также циклическое строение. Разрез в этом случае имеет двух и трехэтажное строение, причем каждый новый этаж, содержащий рудное тело, залегают на нижнем с размывом. Это свидетельствует о повторении полного цикла заполнения карстовых депрессий и последующего выветривания алюмо-силикатного материала.

Основанием для вывода о формировании бокситов путем латеритизации рыхлого алюмо-силикатного материала, выполняющего карстовые воронки является следующее:

1. широкое развитие реликтовых обломочных структур как в самих бокситах, так и во вмещающих породах;

2. зональное строение бокситоносных толщ по разрезу и в плане, что выражается в последовательной смене минералогического состава пород от существенно гидрослюдистого через каолиновый к гетит—гипситовому.

3. постепенное повышение вверх по разрезу содержания гидроокислов железа и алюминия и, соответственно уменьшение количества щелочей, щелочных земель и кремнезема;

4. конкрециеобразные и штокообразные формы рудных тел объясняются формированием их в осевых частях карстовых полостей, т. е. в зонах максимальной фильтрации вод.

В заключении необходимо отметить, что наличие процесса латеритизации в карстовых депрессиях не исключает возможности формирования бокситовых залежей осадочным путем.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский, Н. И.* 1937: Условия залегания и генезис уральских бокситов. — Тр. конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, М.—Л.
- Бардоши, Дь.* 1957: Геология бокситовых месторождений Венгрии. — Известия АН СССР, серия геол., № 9, с. 3—18.
- Бобров, Е. Т.* 1968: Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. — Изд-во Наука.
- Боголепов, К. В.* 1958: К вопросу о стратиграфическом положении и генезисе бокситов Енисейского кряжа. — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис.» Изд-во АН СССР.
- Бушинский, Г. И.* 1958: О генетических типах бокситов. — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис», изд-во АН СССР, М.
- Бушинский, Г. И.* 1966: Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.). — В кн. «Генезис бокситов». Изд-во Наука, М.
- Лесгафт, А. В.* 1967: Бокситоносные отложения восточной части Енисейского кряжа. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 58, Новосибирск.
- Лисицына, Н. А., Пастухова, М. В.* 1963: Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. — Изд-во АН СССР.
- Пасова, Ф. Г., Спиринов, С. Л.* 1967: Геологические предпосылки поисков залежей бокситов в югозападной части Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 58, Новосибирск.
- Пельтек, Е. И.* 1967: Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 58, Новосибирск.
- Слукин, А. Д.* 1967: Латериты Чадобецкого поднятия и их участие в бокситообразовании. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 58, Новосибирск.
- CLARKE, O. M. 1966: The formation of bauxites on karst topography in Eufaula district, Alabama, and Jamaica, West Indies. — Econ. Geol., v. 61, No. 5.

MOSES, J. H., MICHELL, W. D. 1964: Bauxite deposits of British Guiana and Surinam in relation to underlying unconsolidated sediments suggesting two-step origin. — Econ. Geol., v. 58, No. 2.

Н. А. Лизалек, Р. С. Родин
«СНИИГГИМС»

Новосибирск, Ул. Потанинская 28/30
(СССР)

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ БОКСИТОВ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ТИПА В СССР

Д. Г. Саножников
(СССР)

Бокситы средиземноморского типа или синклинальные бокситы по *Пейве* (1947), *Горецкому* (1949) и *Бушинскому* (1958) известны из нескольких регионов на территории СССР и приурочены к герцинским складчатым сооружениям, возникшим на месте Урало-Сибирской геосинклиналей. В области каледонид Сибири и складчатых сооружений Дальнего Востока известны лишь отдельные проявления бокситов и аллитов (рис. 1).

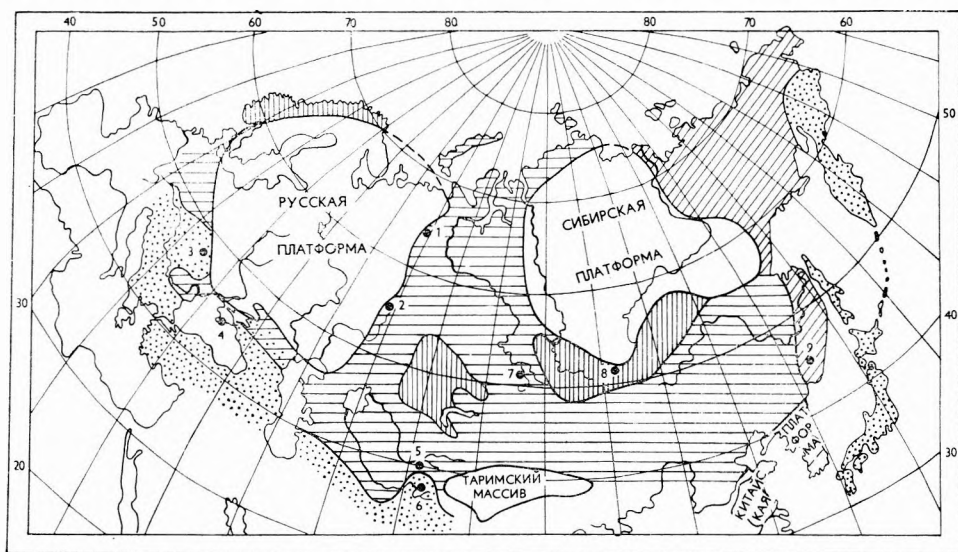


Рис. 1. Схема размещения геосинклинальных бокситов СССР

I. Древние платформы, II. Каледониды, III. Герциныды (Варисциды), IV. Ларамиды, V. Альпиды, VI. Геосинклинальные бокситы (1. Северного Урала, 2. Южного Урала, 3. Карпат, 4. Крыма, 5. Ферганы, 6. Памира, 7. Салаира, 8. Восточного Саяна, 9. Сихотэ Алия)

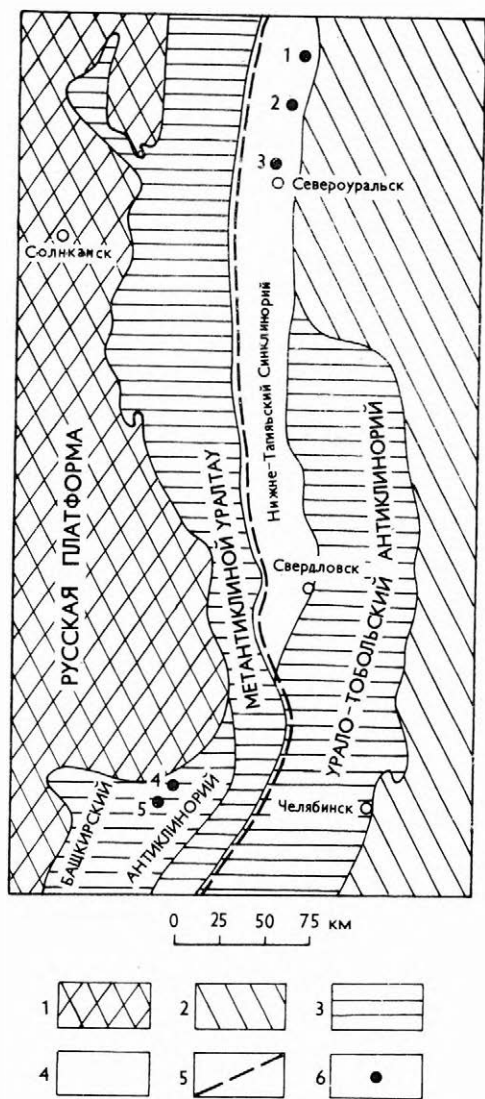


Рис. 2. Схема размещения геосинклинальных бокситов на Урале

1. платформа, 2. погребенные Уралиды, 3. антиклинории, 4. синклинории, 5. глубинные разломы (линияменты), 6. появления бокситов (1. Талицкое, 2. Ивдельское, 3. Красная Шапочка, 4. Новопрестанские, 5. Кукшик и др.)

Первые месторождения геосинклинальных бокситов были обнаружены в пределах Урала, где в настоящее время известны два района развития бокситоносных отложений подобного типа. Один из них находится на восточном склоне Северного Урала. Другой располагается на Южном Урале в его западной части в непосредственной близости от Башкирского свода на Русской платформе.

В пределах Южного Тянь-Шаня геосинклинальные бокситы известны в Туркестанском хребте, ограничивающем с юга Ферганскую депрессию, и в горах Нур-ата.

На территории складчатых сооружений, возникших в пределах Средиземноморской геосинклинальной области, ограничивающей широкой полосой Русскую платформу с юго-запада и юга и уходящей на восток в пределы Копет-дага и Памира, сделаны отдельные открытия бокситов: в Карпатах близ г. Рахова, в Крыму севернее Ялты и в Музкольском хребте на Памире.

Месторождение аллитов известно из хребта Восточный Саян, где оно приурочено к бассейну р. Боксон к юго-западу от Иркутска. Наиболее восточное проявление бокситов обнаружено в Приморском крае, неподалеку от г. Спасска.

Рассмотрим, в пределах каких структурно-тектонических элементов геосинклинальных областей происходило формирование бокситов во всех перечисленных районах.

На восточном Урале в его северной части (рис. 2) группа бокситовых месторождений, таких как Калвинское, Красная Шапочка и некоторые другие, располагается в

пределах Нижнетагильского синклинория, который протягивается полосой в меридиальном направлении и переходит на юге в Магнитогорский синклинорий. Нижнетагильский синклинорий осложнен крупным разрывным нару-

шением типа глубинного разлома (линиамента), который существовал уже в эпоху бокситообразования (Пейве, 1947). В палеозое на месте синклинория располагалась типичная эвгеосинклиналь, в которой происходило накопление вулканогенно-осадочных и осадочных пород, чередующихся с покровами лав. Временами оглагались карбонатные осадки, давшие начало известнякам, в том числе и известнякам нижнего девона, на которых покоится основной бокситовый горизонт, относимый к эйфельскому ярусу среднего девона.

На Южном Урале бокситовые месторождения Ново-Пристанской группы, Кукшик, Айское и другие находятся в северо-восточной части Башкирского антиклинория, располагающегося близ границы Русской платформы в краевой части Уральского мегантиклинория. В эпоху формирования бокситов здесь имела место крупная миегосинклиналь, выполненная исключительно осадочными породами. Бокситы располагаются в комплексе отложений франкского яруса верхнего девона на размытой поверхности карбонатных пород, т. н. самсоновских и некоторых других слоев. Башкирский синклинорий в северо-восточной части осложнен крупным надвигом, отделяющим его от антиклинория Уралтау.

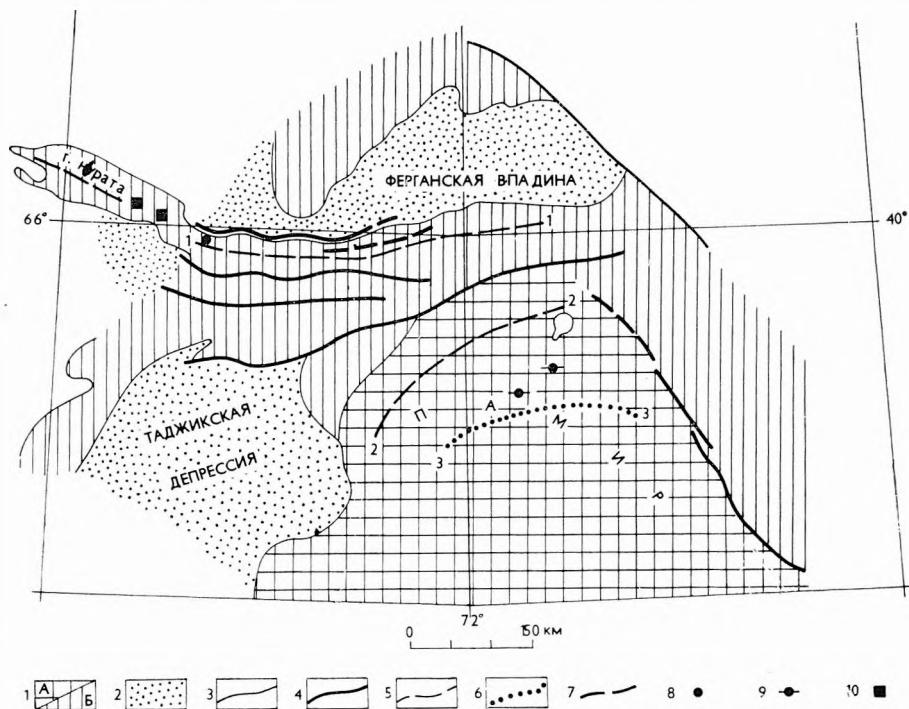


Рис. 3. Схема размещения геосинклинальных бокситов Средней Азии

1. Альпийские горные сооружения (А = складчатые, Б = глыбовые), 2. впадины, 3. границы впадин, 4. главные разломы, 5. антиклинории (1-1 = Южно-Ферганский, 2-2 = Северо-Памирский), 6. синклинории (3-3 = Средне-Памирский), 7. бокситы каменноугольного и девонского возраста в Южной Фергане, 8. джалалское месторождение бокситов каменноугольного возраста, 9. бокситы триасового возраста, 10. наждаки

В южной части герцинид, возникших на месте Урало-Сибирской геосинклинали, известны многочисленные проявления бокситов описываемого типа, протягивающиеся полосой в пределах северной части *Южно-Ферганского антиклинория* и уходящие на запад в горы Нур-ата (рис. 3). В этой области, представляющей собой в среднем палеозое обширную миогеосинклираль, вытянутую в широтном направлении, шло отложение преимущественно осадочных образований. Бокситы образуют две возрастные группы, разобценные территориально. Более древняя из них связана с карбонатными породами девона и приурочена к области высоких предгорий Туркестано-Алая. Здесь развиты бокситопроявления Акшагыльского, Западно-Катранбашинского, Восточно-Катранбашинского и Шадымирского районов. Бокситы этой группы являются как предживетскими, так и послезиветскими (*Абдуллаев, 1967*).

Вторая группа приурочена к известнякам нижнего карбона. Бокситы ее пользуются еще более широким распространением, они известны в восточной части Туркестанского хребта (Шахристанская группа), а в более западных районах устанавливаются в виде отдельных проявлений (Джалаир и другие). С отложениями этого возраста обосновано сопоставляются месторождения наждаков гор Нурата, которые рассматриваются многими авторами как бокситоносные образования, претерпевшие изменения в зоне контакта с более молодыми интрузивными телами.

Герциниды Урало-Сибирской геосинклинальной области несут еще одно небольшое проявление бокситов, приуроченное к хребту Салаир на юге Западной Сибири.

Салаирский хребет представляет собой небольшой антиклинорий, ограничивающий с запада Кузнецкий каменноугольный бассейн и вытянутый с юго-востока на северо-запад. В нижнем и среднем палеозое здесь располагалась миогеосинклираль, в которой накапливались преимущественно осадочные породы с отдельными горизонтами вулканогенно-осадочных образований. Бокситы приурочены к основанию эйфельского яруса и залегают на размытой поверхности нижнедевонских карбонатных отложений. Следует подчеркнуть, что они занимают такое же положение в стратиграфическом разрезе, как и описанные выше бокситы Северного Урала.

В пределах зоны альпийской складчатости на территории СССР выявлены лишь немногочисленные проявления бокситов. На западе они известны из Карпат, где приурочены к Центральному антиклинорию в районе г. *Рахов*. На месте этого антиклинория в мезозое существовала миогеосинклираль, вытянутая в северо-западном направлении параллельно краю Русской платформы. Здесь шло интенсивное прогибание земной коры и отложение мощной толщи осадочных образований. Проявления бокситов приурочены к комплексу пород нижнеюрского возраста и залегают на размытой поверхности триасовых известняков (*Денисович, 1958*).

Следующее к востоку проявление бокситов относится к горной части *Крыма*. Оно расположено в западной части Крымского антиклинория, который был сформирован на месте миогеосинклинали, вышолненной комплексом осадочных пород мезозойского и кайнозойского возраста, начиная от верхнего триаса и моложе. Бокситы связаны с отложениями лузитанского яруса верхней юры (*Малаховский, Лысенко, 1964*). Впервые они были обна-

ружены в виде слоя, залегающего непосредственно на мощном горизонте известковистого конгломерата, также относящемся к лузитану. В последующем было установлено более широкое распространение бокситов по разрезу отложений этого яруса.

Для обширной области альпийских складчатых сооружений, возникших на месте восточной части Средиземноморской геосинклинали и включающей горы Кавказа и Закавказья; Большой и Малый Балхаш в области восточного побережья Каспийского моря; хребет Копет-даг и более мелкие сооружения, неизвестны месторождения бокситов. Проявления их установлены только на *Памире*. Здесь в пределах Центрально-Памирского синклинория в его западной части к северо-востоку от Сарезского озера бокситы подчинены породам нижнего триаса. В эпоху их отклонения на месте Центрально-Памирского синклинория существовала миогеосинклиналь, в которой накапливались известняковые и кремнисто-известняковые осадки нижнего триаса и среднего триаса, уступившие место мощной песчаниково-сланцевой толще верхнетриасового еозраста.

В области каледонид Южной Сибири бокситоподобные породы, представляющие собой слабожелезистые аллиты, встречаются в юго-восточной части *хребта Восточный Саян* в пределах Байкало-Обинского горста. Аллиты, приуроченные к комплексу образований нижнекембрийского возраста, сложенных внизу карбонатными породами окинской свиты, которые перекрываются мощной толщей эффузивноосадочных отложений сархойской свиты, уступающих в свою очередь место породам боксонской свиты, относящейся в верхней части нижнего и нижним горизонтам среднего кедрия. Среди пород боксонской свиты, представленных доломитами и известняками, залегают аллитовые породы, образующие выдержанный горизонт в толще отложений миогеосинклинали южной части Восточного Саяна.

В южной части ларамийских складчатых сооружений, располагающихся на территории Приморья, известен выход бокситовых пород, связанных с кембрийскими отложениями западных отрогов *Сихоте-Алиня*. Несмотря на то, что эти бокситы приурочены к зоне относительно молодой складчатости, они генетически связаны с древним этапом развития миогеосинклинали Сихоте-Алиня, история которой не раскрыта еще надлежащим образом.

Некоторые выводы

1. Приведенный материал показывает, что бокситы описываемого типа располагаются в СССР за пределами платформ, в областях складчатых сооружений, возникших на месте ранее существовавших геосинклиналей.

2. Главная часть бокситовых проявлений приурочена к областям герцинской (варисийской) складчатости. В меньшей мере они встречаются в областях развития альпийской складчатости и лишь проявления аллитов связываются с каледонидами юга Сибири.

3. В структуре складчатых областей бокситы приурочены как к синклинориям (Н-Тагильский на Северном Урале), так и к антиклинориям (Башкирский антиклинорий на Южном Урале, антиклинорий Крыма и др.).

4. Формирование бокситов происходило в эвгеосинклиналях и в миогео-

синклиналях, однако, наибольшее количество боксито-проявлений известно из пределов последних.

5. Бокситовые проявления в отдельных случаях располагаются около крупных разрывных нарушений типа линияментов, но в большинстве районов такая приуроченность не наблюдается.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев, А. У.* 1967: О девонских бокситах Средней Азии. — Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Бушинский, Г. И.* 1958: О генетических типах бокситов. — В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис», Изд-во АН СССР.
- Горецкий, Ю. К., Лавровиц, Н. С. и Любимов, А. Л.* 1949: Бокситы (оценка месторождений при поисках и разведках). — Вып. 10. Госгеолгиздат, М.
- Деносович, А. А.* 1958: Бокситы Карпат и их генезис. — В кн. «Бокситы их минералогия и генезис». — Изд-во АН СССР.
- Малаховский, В. Ф., Лысенко, Н. И.* 1964: О находке бокситов в горном Крыму. — Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Пейве, А. В.* 1947: Тектоника Северо-Уральского бокситового пояса. — Изд-во МОИП, М

Д. Г. Сапожников
ИГЕМ АН СССР
Старомонетный пер. 35
Москва Ж-17
(СССР)

BAUXITE MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY
MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DES BAUXITES
BAUXIT-MINERALOGIE UND GEOCHEMIE
МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БОКСИТОВ

A COMPARATIVE GEOCHEMICAL STUDY OF SOME MAJOR AND MINOR ELEMENTS IN FOUR BAUXITE DEPOSITS OF TRANSDANUBIA, HUNGARY

by

E. DUDICH JR. and MRS. L. SIKLÓSI
(Hungary)

INTRODUCTION

The geochemistry of the four main components (Al, Si, Fe, Ti) of the Hungarian bauxites, as well as their geographic and stratigraphic position, were dealt with exhaustively by BÁRDOSSY in a fundamental monograph (1961).

Preceded by a few preliminary analyses (CSÓKÁS, MÉHES 1952, MÉHES, CSÓKÁS 1951, SZELÉNYI 1937) the systematic research on the rare elements of Hungarian bauxites was started in 1954.

In this domain, the vigorous activity of the Research Institute for Non-ferrous Metals (Budapest) should be specially emphasized (KOTSIS, HUBER 1956; MAGYAROSSY 1961; MAGYAROSSY *et al.* 1960; PAPP 1957, 1962; PAPP *et al.* 1956).

This involved methodological developments concerning the all-round investigations (including physical, chemical, emission-spectrographic, thermo-analytical, technological and partly X-ray diffractometric ones). The samples were carefully chosen, collected and mixed, for the so-called "complex cadastre" of Hungarian bauxites.

In 1962 and 1963 a special report was prepared for the Ministry of Heavy Industries, by a team of geologists working at the centre of the Bauxite Prospecting Company (Balatonalmádi). This paper contained all the available data on the contents of 29 elements in several bauxite deposits of Hungary (Manuscript 1963). This was the beginning of detailed, long-term geochemical studies on the subject.

In 1964 the authors of the present communication attempted a correlation study of the major and minor constituents of the newly discovered bauxite deposit at Fenyőfő (Northern Bakony Mountains). This study was published two years later (MAGYAROSSY, DUDICH, SIKLÓSI 1966).

In 1965 similar evaluations were made of the Iszkaszentgyörgy deposit (Eastern Bakony Mountains) and in 1966 of the occurrence at Halimba-Szőc (Western Bakony Mountains) by several members of the Central Laboratory Staff of the Bauxite Prospecting Company, directed by the authors. A com-

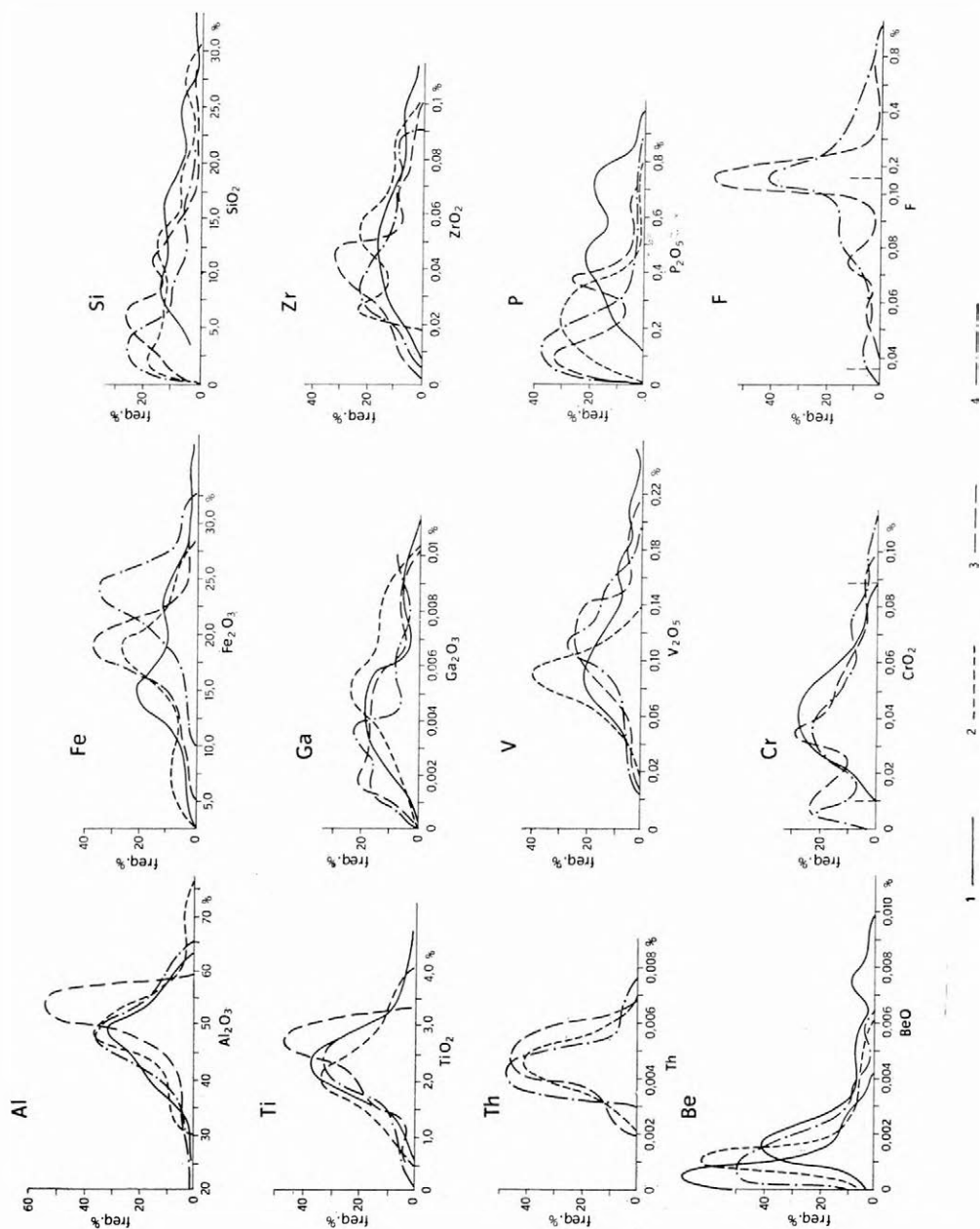


Fig. 1. Concentration frequency curves (histograms)

1. Gánt, 2. Fenyőfő, 3. Iszakszenyörgy, 4. Halimba—Szóc

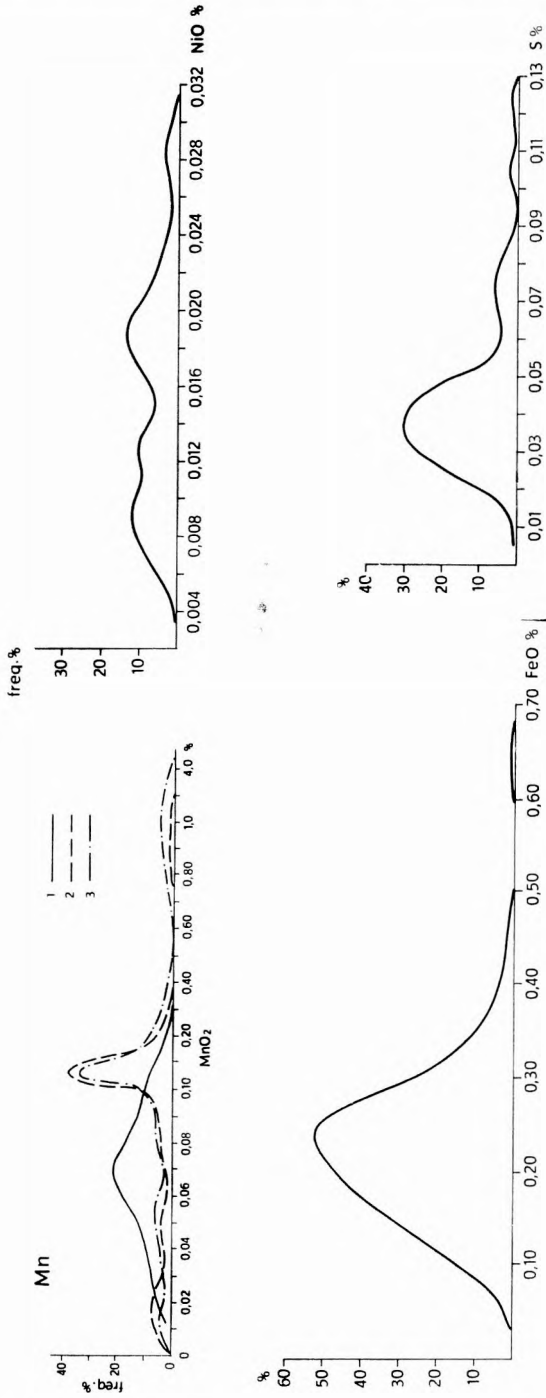


Fig. 2. Concentration frequency curves (histograms)

1. Gánt, 2. Fenyőfő, 3. Iszkaosztógyörgy (NiO, FeO and S histograms refer only to the Gánt deposit)

parative description of the three deposits was published (DUDICH, SIKLÓSI 1967).

A systematic analytical study of the renowned bauxite deposit at Gánt (Vértes Mountains) was undertaken in the same laboratory during 1966 and 1967, under the supervision and personal collaboration of the authors. Wet analytics were managed by engineer chemist Z. SZEKÉR.

21 elements have been investigated:

- Al, Si, Fe, Ti (main components);
- Ca, Mg, S, P (principal contaminations);
- V, Zr, Cr, Ni, Th, Ga, Be (investigated thoroughly, listed here in the order of the decreasing mean concentrations), and
- Mn, F, Sr, B, Nb, Mo (of which a smaller number of analyses are only available to the authors), according to the same orders of succession.

The principal geochemical characteristics of the investigated elements are presented in Table 1.

As for the analytical procedure, both chemical (including photometric) and spectrographic methods were used (C. Zeiss Jena Q-24 Quartz Spectrograph). The results of analyses performed on a total of 485 samples are given in Tables 8 and 9. A few additional elements are mentioned only in the text (U, Ra, K, Cu, Li, Pb, Co, Zn, Ge, Sb).

For the evaluations, the method introduced by BÁRDOSSY (1955) was adopted. This consists essentially of the preparation of statistical tables, containing the extreme and mean contents, modus, medians, dispersions, standard deviations *etc.* (Table 8). Frequency distribution curves (histograms), figs. 1–2, and correlation diagrams by element pairs were plotted (figs. 3–9). For some characteristic intervals correlation coefficients were calculated.

DISCUSSION

1. Enrichments

The following elements turned out to be over their clarkes (as given by SZÁDECZKY-KARDOSS 1955; Table 1), in decreasing measure: B, Mo, F, Th, Nb, V, Al, Ga, Ti, Fe, Zr, P, Cr, Ni; with the exception of the Gánt deposit: Mn; at Iszkaszentgyörgy only: Sr. The enrichment factors (coefficients) are given in Table 12.

Compared to the data quoted in the literature on karst bauxites SZÁDECZKY-KARDOSS 1965; SCHROLL-SAUER 1964; BENESLAVSKY 1963) (see Table 2), new maxima of Th, V, Sr, Mn and B have been found (Table 9).

The mean concentrations of V, Nb and Th are slightly higher than the overall average of karst bauxites as given by SCHROLL and SAUER (1964), Table 2, whereas those of Cr, are rather low.

The presence of U and Ra is proved radiometrically. The Th contents having been determined chemically, were checked by this method, too. Radio-

active K seems to be remarkably accumulated. (Courtesy of the Mecsek Ore Mining Company.) As for the Gánt deposit, the Th and F analyses are under work at present.

The *Iszkaszentgyörgy* bauxites contain, on the average, more Ti, Be, Sr, F, Nb and Mo than the others. This phenomenon may be interpreted by an admixture of weathering products of the granitic rocks and metalliferous dikes of the nearby Velence Mountains. This assumption is in perfect accordance with the conclusions drawn by VÖRÖS (1958). This author mentioned several additional trace elements (determined by a semi-quantitative spectrographic method): Ni, Cu, Li, Pb, Co, Zn, Ge. He attributed the presence of Ni to incorporated substances of mafic origin.

The *Fenyőfő* bauxite deposit is characterized by a rather low V content and a remarkable abundance of Mn. The adjacent manganese ore deposit at Eplény may be responsible for the Mn enrichment.

The *Halimba* bauxite deposit exhibits a relatively higher Cr content than the other three. Local Sr maxima are associated with high Ca concentrations. (While the high Sr average of the *Iszkaszentgyörgy* bauxites is not accompanied by Ca enrichment.)

The bauxites of *Gánt* contain more Zr, V and P, but less Cr and Mn, as compared to the others. It should be noted, however, that the higher P values may be due to differences in analytical techniques. For the Gánt sample series a photometric method was introduced, while for the three other deposits P was determined gravimetrically. Repeated check analyses confirmed that the new method furnishes higher values than the other one.

The Ga contents given here are somewhat lower than those published earlier (PAPP, 1962). It may be noted that the presence of Cr, Mo, Ni, Pb and Sb was reported in the industrially extracted Ga.

2. Types of statistical distribution

The following types of histograms are to be distinguished:

1. regular, with a single, well-marked peak: Al, Ti, Th, Fe²⁺, Mn, Be (except *Iszkaszentgyörgy*), and partly V and Cr at *Fenyőfő*;
2. protracted, though still with one distinct peak: V, P and Fe (partly), and F (at *Halimba-Szóce*);
3. with two distinct peaks: Cr (except *Gánt*); at *Fenyőfő*: Fe, Ga, Zr; at *Iszkaszentgyörgy* and *Gánt*: P; *Iszkaszentgyörgy* only: F, Be;
4. with several peaks: Si and Ga, Zr (except *Fenyőfő*), and Ni (at *Gánt*);
5. irregular: Ca, Mg, S.

The least irregular distribution of S, as well as its lowest mean value, were found in the bauxites of the *Fenyőfő* deposit. At *Iszkaszentgyörgy* and *Halimba*, there are extreme frequency peaks, especially in the interval of the very high concentrations. This is due to the presence of grey, pyritized bauxites. The geochemical evolution of these was discussed by BÁRDOSY (1961), later by one of the authors (LUDICH, 1965) and by KÖMLÉCSY (1968).

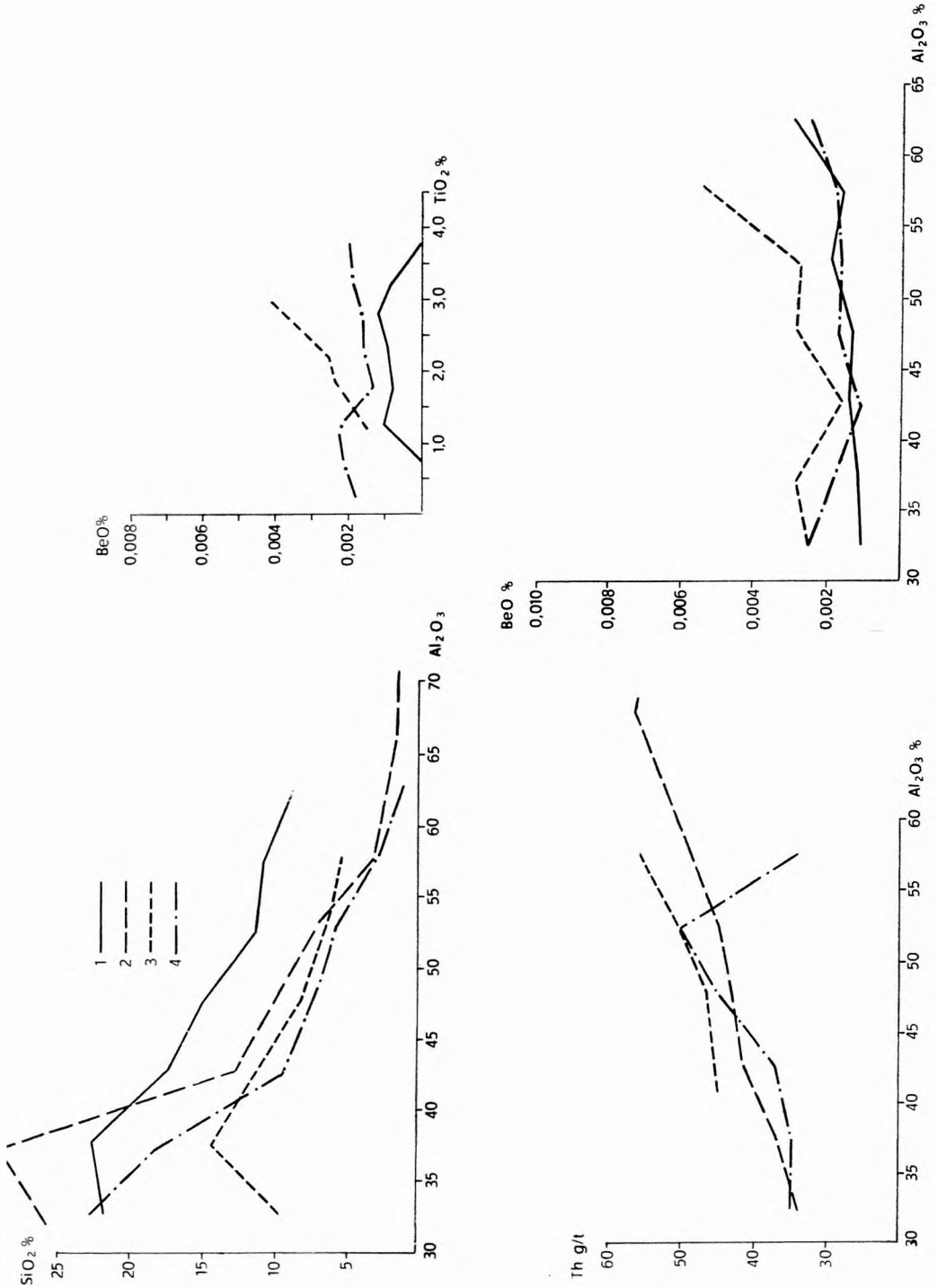


Fig. 3. Correlation diagrams
 1. Gánt, 2. Fenyőfő, 3. Iszka-szentgyörgy, 4. almiba—Szóc II

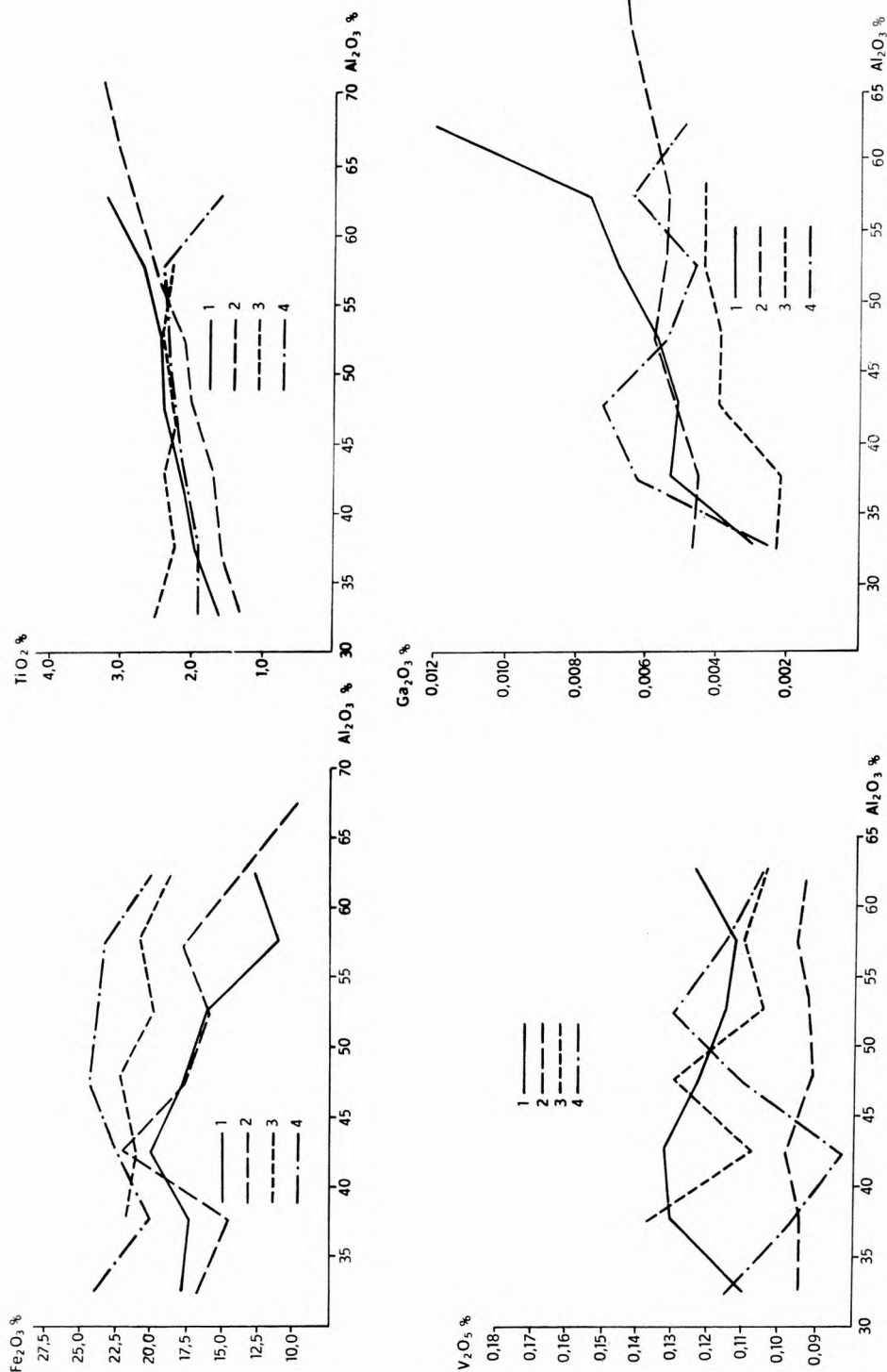


Fig. 4. Correlation diagrams
 1. Gánt, 2. Fenyőfő, 3. Iszka-szentgyörgy, 4. Halimba—Szóc

3. Correlations

The most important correlation values are presented in Tables 10 and 11.

A characteristic positive correlation of the following couples could be established for all four deposits:

Al/Ti; Al/Th⁺; Al/Be; Al/Ga; Fe/Cr; Ti/Th⁺; Zr/Th⁺; P/F.

Ambiguous, sign changing correlations were found between Al/Fe and between either of these two and Ti, V, Ga, respectively. Ga seems to prefer Al, while V is more inclined to accompany Fe. This can be explained by the respective ionic radii (Table 1).

The Ti/Ga correlation, so pronouncedly positive in Indian lateritic bauxites (CHOWDHURY *et al.*, 1965) was found to be definitely negative in all the deposits examined. Only the obvious Al/Si antagonism is even more conspicuous.

The average concentration ratios are given in Table 11, for the couples showing constant positive correlations. These may be useful in calculating the reserves of Th, V, Cr, Ga and Be.

The recent study of the Gánt sample series revealed some positive correlations which had not appeared during the evaluation of the other three deposits. These are: Al/Ni, Al/Zr, V/Cr, and—particularly strong—Fe/Mn and Fe/P.

The double-logarithmical Cr/Be diagram confirms the fact that all the four occurrences belong, also from the geochemical point of view, to the karst bauxite type. It is interesting, however, that the distribution of the individual values on the diagram shows a "tail" pointing towards the argillaceous sediments (fig. 8).

Comparing the position of the average Ti/Cr and Cr/Ni ratios of the four deposits according to the method of SCHROLL and SAUER (1968), they are located somewhat outside the karst bauxite field delimited by these authors. These facts should be taken into consideration in connection with the controversial problem of bauxite genesis in Hungary.

4. Vertical distribution

As for the main components, the regularities of distribution established by BÁRDOSY (1961) have been perfectly verified.

Parallel variations of Th and Be with Al were found in borehole logs of both the Fenyőfő and the Iszkaszentgyörgy areas. The amounts of V and Ga change with the Al + Fe sum.

In the Iszkaszentgyörgy boreholes a consequently parallel variation of Zr with Fe and a gradual downward increase of Be have been observed. This resembles the vertical variations in the Unterlaussa deposit (Austria), as reported by SCHROLL and SAUER (1964).

There are some negatively correlated couples, which reveal, in a rather surprising manner, a quite distinct vertical co-variation (Al-V, Ti-Ga). The behaviour of V is, of course, heavily influenced by the more or less oxidative conditions of the environment. These were characterized in the case of the

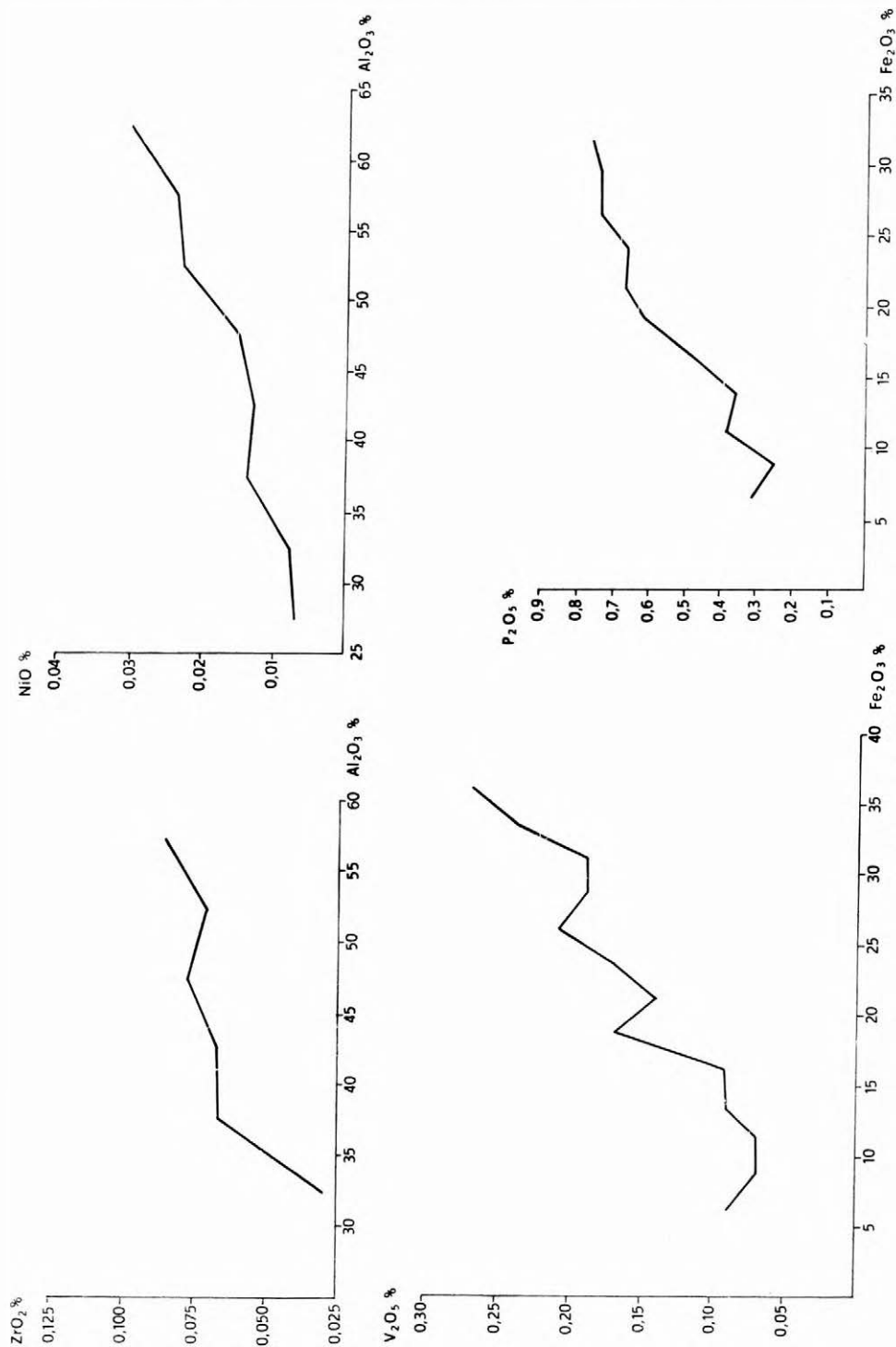


Fig. 5. Correlation diagrams (Gánt).

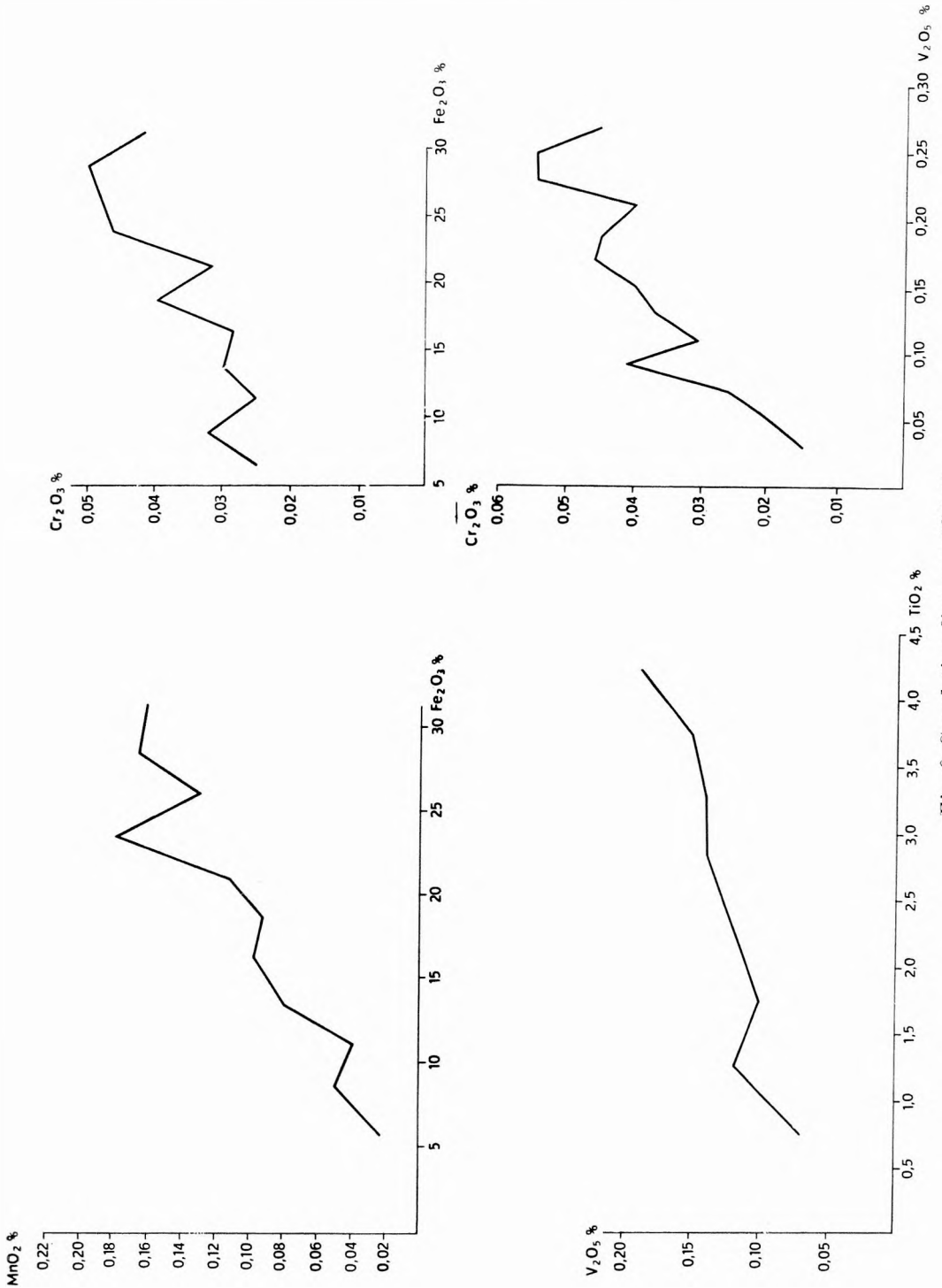


Fig. 6. Correlation diagrams (Gánt)

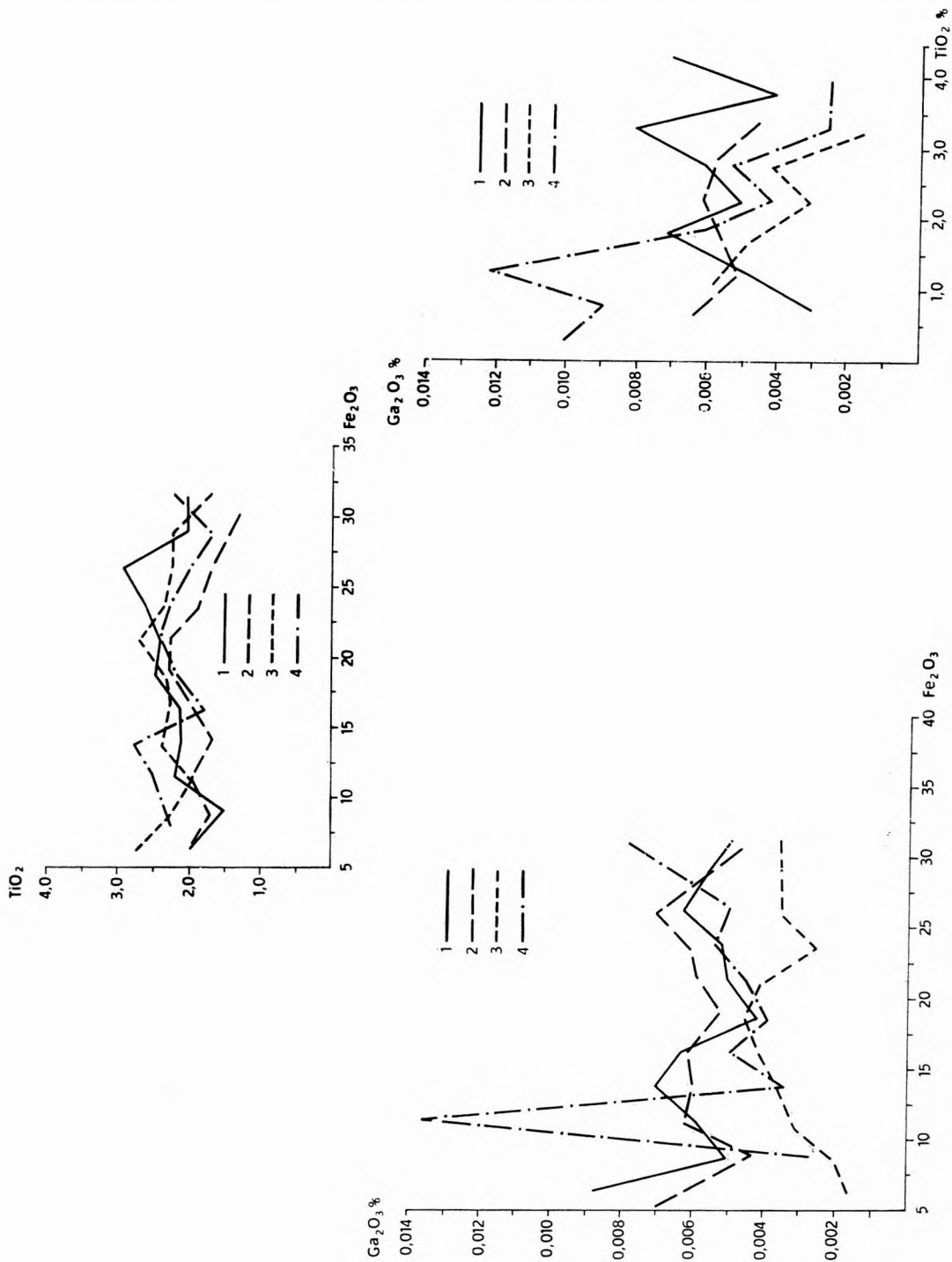


Fig. 7. Correlation diagrams
 1. Gánt, 2. Fenyőfő, 3. Iszkaszentgyörgy, 4. Halimba—Szóc

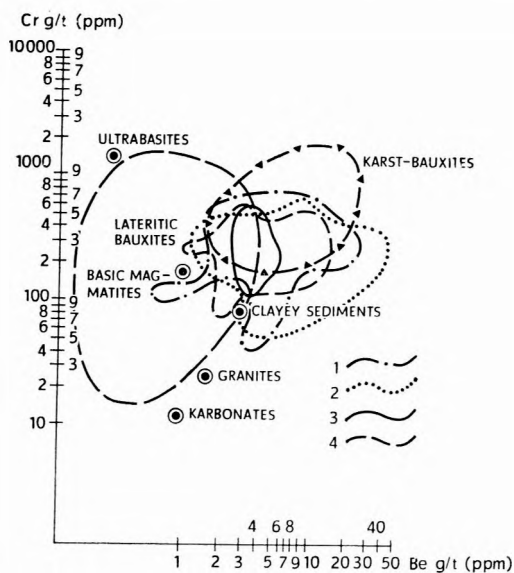


Fig. 8. Double-logarithmical Cr/Be diagram
1. Iszkaszentgyörgy, 2. Halimba—Szóc, 3. Fenyőfő, 4. Gánt

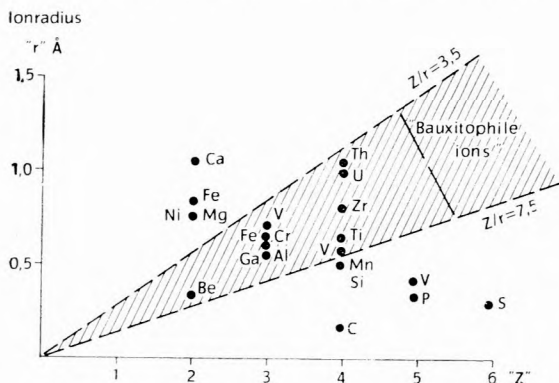


Fig. 9. Ionic potential diagram of the bauxitophile elements (after SCHROLL and SAUER, 1964)

bauxites was published in 1965 by KARANOV. One concerns the famous bauxite deposits of Jamaica (SINCLAIR, 1967). The results presented in these papers are worth comparing with the Hungarian data.

a) Pădurea Craiului bauxites (Transylvania, Rumania)

Of the elements examined by PAPIU *et al.*, six are common with those studied by the authors (Table 3). The bauxites of the Pădurea Craiului area seem to contain more Mg, Cr, and Zr, but less V and Sr, than the Hungarian ones.

Gánt deposit by FeO analyses and by the calculation of the O_{Fe} values:

$$\frac{(2 Fe_2O_3)}{(FeO)}$$

The Gánt samples were collected from 9 opencast bauxite pits. Studying the vertical variation in these profiles, in addition to the already mentioned ones, the consequent co-variation of Cr, Mn and partly Ni with Fe was observed.

The position of the "bauxitophile" ions on the ionic potential diagram is shown in Fig. 9 (after SCHROLL and SAUER, 1964).

5. Comparison with data on karst bauxites of Rumania, Yugoslavia, Bulgaria and Jamaica

In the preceding years several important papers were published about the trace elements of bauxite deposits of similar type. Three of them deal with deposits situated in countries adjacent to Hungary: PAPIU *et al.* 1967, on the bauxites of Pădurea Craiului, Apuseni Mountains, Transylvania, Rumania; MAKSIMOVIĆ, 1968 and ŠČAVNIČAR *et al.* 1968, on the bauxites of Herzegovina, Yugoslavia. Interesting information of Bulgarian

The mean content of Ni is approximately the same, but its range of variation is larger in Transylvania. The Be average is within the range of the Transdanubian mean values.

b) Herzegovina bauxites (Yugoslavia)

Among the elements analyzed by MAKSIMOVIĆ, ŠČAVNIČAR *et al.*, 15 are common with those considered in the present work (Tables 4 and 5).

The bauxites of Herzegovina apparently contain substantially more Cr and Ni, and somewhat more Mg and S, than the Hungarian ones. (The abundance in Cr and Ni is a peculiar feature of the deposits situated in East Herzegovina.) On the other hand, their Sr content is considerably lower, also they contain less Ca, V and Th. The mean concentrations of P, Ti, Ga and Zr practically do not differ from those of the Hungarian deposits.

c) Bulgaria

In KARANOV's work (1965) on the bauxites of the Tran district the concentration ranges of several minor elements are mentioned (Table 7). Having analysed only 18 samples, the author gives no mean values.

Of the 9 comparable elements, only the Be and Ni maxima are higher than the Hungarian ones. The highest S content is within the range of the Hungarian sulphur maxima. The other six elements—among them Cr—seem to be represented in Bulgarian bauxites by smaller amounts than in the investigated four Hungarian deposits.

d) Jamaica

Five elements could be compared (Table 6). Four of them (V, Cr, Ni and Zr) are present in the Jamaican bauxites in remarkably higher concentrations than in the Hungarian ones, while the Ga average is only slightly higher.

Table 13 contains a summarization of the main averages of the four Hungarian deposits, the Pădurea Craiului region, Herzegovina and Jamaica. It is noteworthy that the highest averages have been found for all five comparable elements in Jamaica.

* * *

The authors are aware of the differences in age and mineralogical composition which should be taken into consideration. The Rumanian bauxites and probably the Bulgarian ones are of Lower Cretaceous, the four Hungarian deposits of Upper Cretaceous to Lower Eocene, most of the Herzegovina occurrences of Eocene, and the Jamaican ones even of Miocene age.

The Pădurea Craiului bauxites are of diasporic, while the Hungarian ones are mostly of the mixed gibbsitic-boehmitic type, *etc.*

The detailed study and discussion of the relationships existing between trace element content and mineralogical composition as well as of the depositional conditions and post-depositional alterations is beyond the scope of the present communication.

6. Final remarks

The data of three deposits (Fenyőfő, Iszkaszentgyörgy and Halimba-Szőc) have already been published (DUDICH, SIKLÓSNÉ 1967). Those of Gánt are to be included as a chapter in a comprehensive monograph of the deposit which is being prepared by a team of experts under the direction of K. BARNABÁS.

At present, the authors are working on a similar study of the fifth important bauxite occurrence of the Transdanubian Central Mountains (Nyírad-Nagytárkány-Darvastó).

Acknowledgements. The cooperative team spirit of the competent authorities of the Hungarian Trust of Aluminium Industry, and especially of the experts of the Research Institute for Non-ferrous Metals and the Bauxite Prospecting Company is acknowledged hereby with thanks.

The authors are particularly grateful to DR. K. BARNABÁS, Chief Geologist, Hungarian Trust of Aluminium Industry, for permission to present this communication. They also wish to thank DR. GY. BÁRDOSY, Geochemical Research Laboratory, Hungarian Academy of Sciences, and PROF. DR. I. VINCE, Research Institute for Applied Mathematics, Hungarian Academy of Sciences, for their helpful discussion and comments.

REFERENCES

- ADAMS, J. A. S., RICHARDSON, K. A. 1957: Thorium, uranium and potassium contents of bauxites. — *Bull. Soc. Geol. Am.* 68/2, part 2.
- ADAMS, J. A. S., RICHARDSON, K. A. 1960: Thorium, uranium and zirconium concentrations in bauxite. — *Econ. Geol.* 55.
- BÁRDOSY, GY. 1954: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. — *Földt. Közl.* 84.
- BÁRDOSY, GY. 1955: New data on bauxite occurrences of the S-W Bakony Mountains (Hungary). — *Acta Geol. Ac. Sc. Hung.*, t. 3.
- BÁRDOSY, GY. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. (The Geochemistry of Hungarian Bauxites.) — Budapest.
- BENKŐ, I. 1960: Bauxit nyomelemeinek spektrográfiai meghatározása — *Veszprémi Vegy. Egy. közl.* 4, Veszprém.
- BKV (*Bauxitkutató Vállalat*), koll. 1963: Jelentés a magyarországi bauxitok ritkafém-tartalmának vizsgálatáról. — Balatonalmádi. (Manuscript.)
- BLACK, R. H. 1953: Analysis of bauxite exploration samples by X-ray diffraction. — *Anal. Chemistry* 25.
- CHOWDHURY, A. N., CHAKRABORTY, S. C. and BOSE, B. B. 1965: Geochemistry of gallium in bauxite from India. — *Econ. Geol.* 60.
- CsÓKÁS, J., MÉHEs, K. 1952: A bauxit és feldolgozási termékeinek radioaktivitása. — *Aluminium*.
- DUDICH, E. 1965: A Nyírad-Darvastói kénesbauxit geokémiai vizsgálata. — *Földt. Közl.* 95/3.
- DUDICH, E., SIKLÓSI L.-NÉ 1967: A fenyőfői, iszkaszentgyörgyi és halimba-szőci bauxit nyomelemgeokémiai leírása és összehasonlítása. — *Földt. Közl.* 97/2.
- GOLDSCHMIDT, V. M., PETERS, CL. 1931: Zur Geochemie des Galliums. — *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Nat. W. Cl.*
- GORDON, M., MURATA, J. 1952: Minor elements in Arkansas bauxite. — *Econ. Geol.* 47/2.
- GRAF, D. L. 1962: Minor element distribution in sedimentary carbonate rocks. — *Geochim. Cosmochim. Acta* 26.

- KOMLÓSSY, Gy. 1968: Étude minéralogique et génétique de la pyritisation de quelques bauxites hongroises, à l'exemple de l'occurrence à Iszkaszentgyörgy. — Trav. de l'ICSOBA, No 5, Zagreb.
- KOTSIS, T., HUBER, A. 1956: Néhány ritkafém-meghatározás hazai bauxitokban. — Fémkut. Közl. I., Budapest.
- KOTSIS, T., HUBER, A. 1956: Bauxitvizsgálat szinképelemzéssel. — Fémkut. Közl., I., Budapest.
- MAGYAROSSY, I. 1961: Magyarországi bauxitok kataszteri vizsgálata. — Fémkut. Közl., V., Budapest.
- MAGYAROSSY, I., DUDICH, E. and SIKLÓSI, L.-NÉ 1966: Magyar bauxitok fő alkotóinak és jellemző nyomelemeinek korrelációs vizsgálata. I. rész. Fenyőfő. — Fémkut. Közl., VIII. Budapest.
- MAGYAROSSY, I., MÁRIÁSSY, M. and ÜVEGES, J. 1960: Vizsgálatok hazai kéntartalmú bauxitokkal. — Fémkut. Közl., IV., Budapest.
- MAKSMOVIĆ, Z. 1968: Distribution of trace elements in bauxite deposits of Herzegovina, Yugoslavia. — Trav. de l'ICSOBA, No 5, Zagreb.
- MATTHES, F., BACH, F. 1962: Bauxitok szervesanyag-tartalmának hatása Bayer-eljárásra. — Chem. Tech. 14.
- MÉHES, K., CSÓKÁS, J. 1951: A bauxitban levő radioaktív elemek meghatározásáról. — MTA Műsz. Oszt. Közl., II., Budapest.
- PAPIU, V. C., IOSOF, V. and UDRESCU, C. 1967: Étude des éléments mineurs des bauxites du Massif de Pădurea Craiului (Monts Apuseni — République Socialiste Roumaine). — Ass. Géol. Carp.-Balk., VII. Congr., Rapp. Min. Géochim. Beograd.
- PAPP, E. 1957: Elővizsgálatok a cirkon bauxitból történő kitermelésére. — Fémkut. Közl. II., Budapest.
- PAPP, E. 1962: Bauxitok ritkafém-tartalmának kinyerési lehetőségei a Bayer-eljárás folyamán. — Koh. Lapok., Budapest.
- PAPP, E., HÉJJA, A. and ÜVEGES, J. 1956: Extraction du Ga métallique des bauxites hongroises. — Acta Techn. XIV., Budapest.
- PAVLOVIĆ, S., PROTIĆ, M. 1964: Variations de la composition des bauxites de Crna Gora en relation avec les conditions de leurs formations. — Trav. Symp. Baux. Ox. Hydrox. Al., I., Zagreb.
- ŠČAVNIČAR, S., TRUBELJA, F. and SJARIĆ-PLEHO, G. 1968: Mineralogical and Chemical Properties of Herzegovinian Bauxites. — Trav. de l'ICSOBA, No 5, Zagreb.
- SCHROLL, E., SAUER, D. 1964: Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. — Trav. Symp. Baux. Ox. Hydrox. Al. I., Zagreb.
- SCHROLL, E., SAUER, D. 1968: Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadin und Molybdän in bauxitischen Gesteinen und das Problem des stofflichen Herkunft des Aluminiums. — Trav. de l'ICSOBA, No 5, Zagreb.
- SINCLAIR, I. G. L. 1967: Bauxite Genesis in Jamaica. New evidence from trace element distribution. — Econ. Geol., 6/2.
- SINHA, R. C., TIVARI, B. D. 1958-59: Occurrences of Niobium in bauxites and nepheline syenites of India and its geochemical and economic significance. — J. Sci. Res. Benares, Hindu Univ. 9.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1955: Geokémia. — Budapest.
- SZELÉNYI, T. 1937: Spektralanalytische Bestimmung des Beryllium-Gehaltes der Bauxite. — Mat. Term. Tud. Ért. 56., Budapest.
- TERTIAN, R., FAGOT, C. and JAMEY, M. 1964: Analyse quantitative précise des bauxites par la spectrométrie de fluorescence X. — Trav. Symp. Baux. Ox. Hydrox. Al., II, Zagreb.
- TRUBELJA, F. 1964: Kemizam heregovackih boksita. — Trav. Symp. Baux. Ox. Hydrox. Al., II. Zagreb.
- TRUBELJA, F., SJARIĆ-PLEHO, G. 1965: Gallium dans les bauxites d'Herzegovine. — Travaux de l'ICSOBA.

- TUREKIAN, K. K., WEDEFOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Am., 72.
- VÖRÖS, I. 1958: Iszkaszentgyörgyi bauxitszelvények mikromineralógiai és nyomelemvizsgálata. — Földt. Közl. 88/1, Budapest.
- Бенеславский, С. И. 1951: Медь и цинк в бокситах СУБР. — Труды ВАМИ.
- Бенеславский, С. И. 1951: Галлий и ванадий в бокситах СУБР. — Труды ВАМИ.
- Бенеславский, С. И. 1957: Перспективы комплексного использования бокситов. — Цветные металлы, № 1.
- Бенеславский, С. И. 1963: Минералогия бокситов. — Москва.
- Бенеславский, С. И., Гордон М. Г. 1950: Фосфор в бокситах СУБР. — Труды ВАМИ.
- Борисенко, Л. А. 1959: Распределение галлия в горных породах Советского Союза. — Геохимия, Москва.
- Бушинский, Г. И. 1963: Титан в осадочном процессе. — Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Каранов, Хр. Л. 1965: Бокситите от Трънско. — Спис. на бълг. геол. дружество, год XXVI, кн. 1.
- Лавренчук, В. Н., Теняков, В. А. 1962: К вопросу о распределении галлия в бокситах. — Геохимия, № 8. Москва.
- Лавренчук, В. Н., Теняков, В. А. 1963: О балансе галлия в бокситах. — Докл. АН СССР, том. 151., № 6. Москва.
- Пачаджанов, Д. Н. 1962: Ниобий в бокситах. — Геохимия, № 2., Москва.
- Ронов, А. Б., Вайнштейн, Э. Е. и Тузова, А. М. 1961: К геохимии хафния, циркона и некоторых других элементов-гидролизатов в глинах. — Геохимия, № 4., Москва.
- Терентьева, К. Ф. 1959: Редкие элементы в бокситах. — «Геология месторождений редких элементов», вып. 6.
- Тюрин, Б. А. 1963: Геохимические особенности распределения титана в бокситах и глинах Амельгендинского бокситорудного района и их генезис. — «Кора выветривания», вып. 6.

E. DUDICH JR.

*Magyar Állami Földtani Intézet
Budapest XIV., Népstadion út 14.
(Hungary)*

MRS. L. SIKLÓSI
*Bauxitkutató Vállalat
Balatonalmádi
(Hungary)*

Table 1

N°	(Z)	Clarke (ppm)	Character	Ionic radius, Å (AHRENS)	Ionic potential
Be	4	6	lithophile	Be ²⁺ 0.35 (0.34)	5.88
B	5	3	sedimentophile	B ³⁺ 0.23 (0.20)	15.00
F	9	270	sedimentophile	F ⁻¹ 1.33	(0.75)
Mg	12	21,000	lithophile	Mg ²⁺ 0.66 (0.78)	2.56
Al	13	88,000	litho-oxiphile	Al ³⁺ 0.51 (0.57)	5.26
Si	14	276,000	lithophile	Si ⁴⁺ 0.42 (0.39)	cca 10.00
P	15	800	sedimentophile	P ⁺⁵ 0.35	complex anion
S	16	500	sedimentophile	S ⁺⁶ 0.30 (0.34)	complex anion
Ca	20	36,000	lithophile	Ca ⁺² 0.99 (1.06)	1.89
Ti	22	6,000	pegmatophile	Ti ⁺³ 0.76; Ti ⁺⁴ 0.68	4.35; 6.25
V	23	150	pegmatophile	V ⁺³ 0.74; V ⁺⁴ 0.63; V ⁺⁵ 0.59	4.62; 6.34; 12.50
Cr	24	200	pegmatophile	Cr ⁺³ 0.63 (0.64)	4.70
Mn	25	900	pegmatophile	Mn ²⁺ 0.80; Mn ³⁺ 0.66; Mn ⁴⁺ 0.60	2.20; 4.54; 7.69
Fe	26	51,000	siderophile	Fe ²⁺ 0.74; Fe ³⁺ 0.64 (0.67)	2.41; 4.48
Ni	28	100	siderophile	Ni ²⁺ 0.78	2.56 (2.82)
Ga	31	15	oxichalkophile	Ga ³⁺ 0.62	4.84
Sr	38	400	lithophile	Sr ²⁺ 1.12 (1.27)	1.57
Zr	40	200	pegmatophile	Zr ⁴⁺ 0.74 (0.87)	4.60
Nb	41	10	pegmatophile	Nb ⁴⁺ 0.74; Nb ⁵⁺ 0.69	5.40; 7.25
Mo	42	2	pegmatophile	Mo ⁴⁺ 0.70 (0.68); Mo ⁶⁺ 0.62	5.88
Th	90	8	pegmatophile	Th ⁴⁺ 1.02 (1.10)	3.64

Table 2.

Component (ppm)	Range (ppm) in "karst" bauxites according to			"Karst" bauxite average (SCHROLL)
	BENESLAVSKY	SCHROLL	SZÁDECZKY	
Be	$1,0 \cdot 10^1 - 1,0 \cdot 10^2$	$3,0 \cdot 10^{-1} - 1,9 \cdot 10^1$	$1,8 \cdot 10^0 - 3,6 \cdot 10^1$	$1,0 \cdot 10^1$
B	$5,0 \cdot 10^0 - 1,0 \cdot 10^1$	$1,0 \cdot 10^0 - 2,0 \cdot 10^2$	$0 - 3,0 \cdot 10^1$	$7,6 \cdot 10^1$
V	$3,0 \cdot 10^2 - 8,0 \cdot 10^2$	$3,0 \cdot 10^1 - 8,0 \cdot 10^2$	$4,0 \cdot 10^2 - 6,0 \cdot 10^2$	$2,2 \cdot 10^2$
Cr	$1,0 \cdot 10^2 - 5,0 \cdot 10^3$	$3,0 \cdot 10^1 - 3,2 \cdot 10^3$	$2,0 \cdot 10^2 - 5,0 \cdot 10^2$	$6,9 \cdot 10^2$
Mn	$4,0 \cdot 10^2 - 3,0 \cdot 10^3$		$1,8 \cdot 10^3$	
Fe				$1,1 \cdot 10^5$
Ga	$8,4 \cdot 10^1$	$3,0 \cdot 10^0 - 1,7 \cdot 10^2$	$5,0 \cdot 10^1 - 2,0 \cdot 10^2$	$5,3 \cdot 10^1$
Sr	$\sim 3,0 \cdot 10^2$	$1,0 \cdot 10^1 - 2,5 \cdot 10^3$		$2,0 \cdot 10^2$
Zr	$2,0 \cdot 10^3 - 3,0 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^2 - 3,2 \cdot 10^3$	$5,0 \cdot 10^2 - 9,0 \cdot 10^2$	$5,7 \cdot 10^2$
Nb	$\sim 8,0 \cdot 10^1$	$1,0 \cdot 10^1 - 1,2 \cdot 10^3$		$9,2 \cdot 10^1$
Mo	$1,0 \cdot 10^1 - 3,0 \cdot 10^1$	$3,0 \cdot 10^{-1} - 8,5 \cdot 10^1$	$3,0 \cdot 10^0 - 1,5 \cdot 10^1$	$1,7 \cdot 10^1$
Th	$8,0 \cdot 10^{-2} - 1,3 \cdot 10^0$			$4,2 \cdot 10^{-1}$

Table 3.

Some Trace Elements in Bauxites of the Pădurea Craiului Region
(Socialist Republic of Rumania V. C. PAPIU et al., 1967)

Component (ppm)	16 samples of three deposits (Schireaua, Ponita, Astileu)		Red bauxites		
	Minimum	Maximum	Minimum	Maximum	Average
Be	$8,0 \cdot 10^0$	$1,85 \cdot 10^1$	$7,5 \cdot 10^0$	$1,15 \cdot 10^1$	$9,5 \cdot 10^0$
Mg	$< 10^2$	$5,32 \cdot 10^3$	$2,54 \cdot 10^4$	$4,45 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^3$
Ca	$< 10^3$	$2,93 \cdot 10^3$	$< 10^3$	$1,9 \cdot 10^3$	n.e.
V	$2,22 \cdot 10^2$	$6,05 \cdot 10^2$	$2,38 \cdot 10^2$	$5,2 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^2$
Cr	$1,72 \cdot 10^2$	$> 10^3$	$1,72 \cdot 10^2$	$6,8 \cdot 10^2$	$4,3 \cdot 10^2$
Mn	$1,9 \cdot 10^1$	$> 10^3$	$1,65 \cdot 10^2$	$> 10^5$	n.e.
Ni	$3,1 \cdot 10^1$	$3,7 \cdot 10^2$	$9,2 \cdot 10^1$	$2,1 \cdot 10^2$	$1,4 \cdot 10^2$
Ga	$2,2 \cdot 10^1$	$6,5 \cdot 10^1$	$3,1 \cdot 10^1$	$5,6 \cdot 10^1$	$4,3 \cdot 10^1$
Sr	$3,5 \cdot 10^1$	$5,2 \cdot 10^2$	$9,0 \cdot 10^0$	$2,1 \cdot 10^2$	n.e.
Zr	$4,65 \cdot 10^2$	$9,5 \cdot 10^2$	$5,8 \cdot 10^2$	$1,08 \cdot 10^3$	$8,2 \cdot 10^2$

V. C. PAPIU and his collaborators have analysed a total of 37 bauxite samples.

Table 4.

Some Trace Elements in Bauxites of Herzegovina (Yugoslavia)

M. MAKSIMOVIĆ, 1968

Component ppm	East	Central	West	Minimum	Maximum	Average of 114 samples
	Herzegovina					
	71	19	24			
	samples			(conc. range)		
V	$3,5 \cdot 10^2$	$4,2 \cdot 10^2$	$3,6 \cdot 10^2$	$1,4 \cdot 10^2$	$7,2 \cdot 10^2$	$3,6 \cdot 10^2$
Cr	$4,8 \cdot 10^2$	$1,1 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^2$	$2,0 \cdot 10^2$	$1,8 \cdot 10^3$	$7,4 \cdot 10^2$
Ni	$3,4 \cdot 10^2$	$4,1 \cdot 10^2$	$4,0 \cdot 10^2$	$8,2 \cdot 10^1$	$7,8 \cdot 10^2$	$3,6 \cdot 10^2$
Ga	$3,9 \cdot 10^1$	$4,4 \cdot 10^1$	$3,8 \cdot 10^1$	$1,5 \cdot 10^1$	$1,0 \cdot 10^2$	$4,0 \cdot 10^1$
Sr	$3,2 \cdot 10^1$	$1,4 \cdot 10^1$	$9,3 \cdot 10^1$	$5,0 \cdot 10^1$	$6,2 \cdot 10^2$	$4,2 \cdot 10^1$
Zr	$3,7 \cdot 10^2$	$3,9 \cdot 10^2$	$4,2 \cdot 10^2$	$1,2 \cdot 10^2$	$7,8 \cdot 10^2$	$3,8 \cdot 10^2$
Th	$4,1 \cdot 10^1$	—	$3,5 \cdot 10^1$	$2,3 \cdot 10^1$	$4,9 \cdot 10^1$	$3,9 \cdot 10^1$

Table 5.

Some Major, Minor and Trace Elements in Bauxites of Herzegovina (Yugoslavia)

S. ŠČAVNIČAR *et al.*, 1968

Component ppm	Minimum	Maximum	Average of 47 samples
Mg	∅	$7,7 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^3$
Al	$1,8 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^5$	$2,6 \cdot 10^5$
Si	$3,1 \cdot 10^3$	$9,2 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$
P	∅	$3,2 \cdot 10^3$	$9,0 \cdot 10^2$
S	∅	$2,4 \cdot 10^3$	$6,0 \cdot 10^2$
Ca	∅	$9,0 \cdot 10^4$	$2,6 \cdot 10^4$
Ti	$1,1 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$
V	$3,0 \cdot 10^2$	$7,0 \cdot 10^2$	$4,0 \cdot 10^2$
Cr	$4,0 \cdot 10^2$	$1,5 \cdot 10^3$	$1,0 \cdot 10^3$
Mn	$3,0 \cdot 10^2$	$3,8 \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^3$
Fe	$1,2 \cdot 10^5$	$2,0 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$

Table 6.

**Some Trace Elements of Bauxites
in Jamaica**

I. G. L. SINCLAIR, 1967

Component	Mean values (averages) of 18 samples (ppm)
V	$8,0 \cdot 10^2$
Cr	$7,8 \cdot 10^2$
Ni	$4,2 \cdot 10^2$
Ga	$5,0 \cdot 10^1$
Zr	$1,9 \cdot 10^3$

Table 7.

**Minor Components in Bulgarian Bauxites
(Tran District)**

CHR. L. KARANOV, 1965

(18 samples)

Component	Minimum (ppm)	Maximum (ppm)
Be	10^1	10^2
P	$4 \cdot 10^2$	$1,2 \cdot 10^3$
S	10^3	$3 \cdot 10^3$
V	10^1	$5 \cdot 10^2$
Cr	$5 \cdot 10^1$	10^2
Mn	$1,6 \cdot 10^3$	$2,4 \cdot 10^3$
Ni	$5 \cdot 10^1$	$5 \cdot 10^2$
Ga	10^1	$2 \cdot 10^1$
Zr	10^2	$3 \cdot 10^2$

Table 8.

Comparative Geochemical Statistical Table

Component	Occ.	Minimum	Maximum	Max/Min	Arithm. average	Dispersion	Standard deviation	Number of analyses
Al ₂ O ₃	F	29.8	73.2	2.5	49.2	69.7	8.3	85
	G	26.7	60.3	2.3	46.4	45.8	6.8	75
	H	21.2	63.7	3.0	48.1	50.5	7.1	125
	I	32.0	60.6	1.8	45.0	29.8	5.4	122
SiO ₂ %	F	0.9	38.7	43.0	11.3	75.1	8.7	85
	G	4.3	40.9	9.5	15.6	64.8	8.1	75
	H	0.4	28.3	76.8	7.7	49.8	7.0	125
	I	1.0	22.4	23.5	11.2	19.1	4.4	122
Fe ₂ O ₃ %	F	3.8	48.0	12.6	17.0	40.0	6.3	85
	G	4.0	38.0	9.5	17.8	44.8	6.7	75
	H	8.6	32.0	3.7	23.1	18.5	4.3	125
	I	6.4	33.8	5.3	17.5	14.2	3.8	122
FeO %	G	0.08	0.68	8.5	0.24	0.005	0.070	75
TiO ₂ %	F	0.8	3.5	4.4	2.2	0.44	0.66	85
	G	1.0	4.2	4.2	2.3	0.40	0.63	75
	H	0.3	3.8	12.7	2.2	0.48	0.69	125
	I	0.5	3.5	6.6	3.2	0.37	0.61	122
V ₂ O ₅ %	F	0.04	0.14	3.5	0.09	0.003	0.056	85
	G	0.04	0.27	6.8	0.13	0.003	0.055	75
	H	0.002	0.29	14.5	0.11	0.002	0.045	105
	I	0.01	0.22	22.2	0.12	0.003	0.058	122
Cr ₂ O ₃ ppm	F	100	660	6.6	368	n.e.	n.e.	13
	G	120	780	6.5	340	18.423	136	75
	H	20	1,300	65.0	475	68.208	261	97
	I	20	900	45.0	397	n.e.	n.e.	73
NiO ppm	G	60	400	6.7	170	4,939	70	75
MnO ₂ ppm	F	1,400	8,400	6.0	4,290	n.e.	n.e.	23
	G	∅	6,010	6,000	1,030	814,710	903	75
	H	90	14,600	162.2	2,120	8,097,749	2,845	99
	I	100	53,000	530	2,160	n.e.	n.e.	81
ZrO ₂ ppm	F	200	1,000	5.0	550	42,910	205	85
	G	250	2,200	8.1	730	150,095	387	75
	H	100	890	8.9	466	43,269	208	74
	I	100	2,500	25.0	490	29,704	172	93
Ga ₂ O ₃ ppm	F	10	90	9.0	57	381.6	19.5	85
	G	20	180	9.0	59	857.4	29.3	75
	H	10	280	28.0	5,454	2,314.7	48.1	74
	I	10	130	13.0	50	468.0	21.6	85
BeO ppm	F	10	80	8.0	15	n.e.	n.e.	85
	G	3	40	13.3	14	65.2	8.1	75
	H	2	60	30.0	18	115	10.8	74
	I	6	100	16.7	50	467	21.6	85

Table 8. (continued)

Component	Occ.	Minimum	Maximum	Max/Min	Arithm. average	Dispersion	Standard deviation	Number of analyses
Th ppm	F	30	68	2.3	45	72	8.5	72
	G							
	H	32	63	2.0	44	61	7.8	19
	I	37	63	1.7	50	48	6.9	48
P ₂ O ₅ ppm	F	340	8,800	25.8	2,700	n.e.	n.e.	159
	G	1,700	9,500	5.6	5,300	3,563,323	1,888	75
	H	200	9,000	45.0	2,130	n.e.	n.e.	197
	I	30	7,700	256.6	2,440			99
SO ₃ ppm	F	100	11,400	114.0	1,500			159
	G	275	3,175	11.5	1,100			75
	H	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.			
	I	200	319,600	1,598.8	n.e.			91
CaO ppm	F	100	22,860	286.0	3,800			159
	G	800	131,800	164.7	5,400			75
	H	n.e.	n.e.	n.e.	n.e.			93
	I	100	25,200	252.0	n.e.			
MgO ppm	F	100	14,200	142.0	1,400			159
	G	200	2,600	13.0	900			75
	H							
	I	100	10,000	100.0	n.e.			93
SrO ppm	F							
	G							
	H	20	2,000	100.0	380			6
	I	1,500	4,100	2.7	3,200			47
B ₂ O ₃ ppm	F							
	G							
	H	20	900	45.0	240			6
	I	190	280	1.5	240			42
Nb ₂ O ₅ ppm	F	50	170	3.4	100			5
	G							
	H	50	300	60	140			29
	I	200	300	1.4	220			6
MoO ₃ ppm	F							
	G							
	H	5	80	16.0	27.5			6
	I	8	94	11.7	48			42
CO ₂ ppm	G	?	15,500	15,500	1,500	2,306,700	1,519	75
F ppm	F	340	1,500	4.4	n.e.			13
	G							
	H	330	6,400	19.4	2,160			51
	I	500	5,700	11.4	n.e.			55

F = Fenyőfő G = Gánt H = Halimba I = Iszkaszentgyörgy n.e. = not evaluated

Table 9.

Comparative Table of Extreme and Mean Concentrations

Component (ppm)	Z	FENYŐFŐ			GÁNT			HALIMBA			ISZKASZENTGYÖRGY		
		Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average	Min	Max	Average
Be	4	3,6·10 ⁰	2,9·10 ¹	5,4·10 ⁰	1,0·10 ⁰	1,4·10 ¹	5,0·10 ⁰	7,2·10 ⁻¹	2,2·10 ¹	5,4·10 ⁰	2,2·10 ⁰	3,0·10 ¹	1,8·10 ¹
B	5	n.e.	n.e.	n.e.	—	—	—	6,2·10 ⁰	2,8·10 ²	7,4·10 ¹	5,9·10 ¹	8,7·10 ¹	7,4·10 ¹
F	9	3,4·10 ²	1,5·10 ³	n.e.	—	—	—	3,3·10 ²	6,4·10 ³	2,2·10 ³	6,0·10 ²	5,7·10 ³	n.e.
Mg	12	6,0·10 ¹	8,4·10 ²	8,4·10 ²	1,2·10 ²	1,5·10 ³	5,4·10 ²	n.e.	n.e.	n.e.	6,0·10 ¹	6,0·10 ³	n.e.
Al	13	1,6·10 ⁵	3,9·10 ⁵	2,6·10 ⁵	1,4·10 ⁵	3,2·10 ⁵	2,5·10 ⁵	1,1·10 ⁵	3,3·10 ⁵	2,5·10 ⁵	1,7·10 ⁵	3,2·10 ⁵	2,4·10 ⁵
Si	14	4,2·10 ³	1,8·10 ⁵	5,1·10 ⁴	2,0·10 ⁴	1,9·10 ⁵	7,3·10 ⁴	1,7·10 ³	1,3·10 ⁵	3,6·10 ⁴	4,4·10 ³	1,0·10 ⁵	5,1·10 ⁴
P	15	1,5·10 ²	3,8·10 ³	1,2·10 ³	7,5·10 ²	4,2·10 ³	2,3·10 ³	8,7·10 ¹	3,9·10 ³	9,2·10 ²	1,3·10 ¹	3,4·10 ³	1,0·10 ³
S	16	4,0·10 ¹	4,4·10 ³	0,6·10 ²	1,1·10 ²	1,3·10 ³	4,4·10 ²	n.e.	n.e.	n.e.	8,0·10 ¹	1,3·10 ⁴	n.e.
Ca	20	7,1·10 ¹	2,1·10 ⁴	2,7·10 ²	5,7·10 ²	9,4·10 ⁴	3,8·10 ³	n.e.	n.e.	n.e.	7,1·10 ¹	1,8·10 ⁴	—
Ti	22	4,8·10 ³	2,1·10 ⁴	1,3·10 ⁴	6,0·10 ³	2,5·10 ⁴	1,4·10 ⁴	1,8·10 ³	2,3·10 ⁴	1,3·10 ⁴	3,0·10 ³	2,0·10 ⁴	1,9·10 ⁴
V	23	2,2·10 ²	7,8·10 ²	4,9·10 ²	2,2·10 ²	1,5·10 ³	7,3·10 ²	1,1·10 ²	1,6·10 ³	6,2·10 ²	5,6·10 ¹	1,2·10 ³	6,7·10 ²
Cr	24	6,8·10 ¹	4,5·10 ²	2,5·10 ²	8,0·10 ¹	5,3·10 ²	2,3·10 ²	1,4·10 ¹	8,0·10 ²	3,2·10 ²	1,4·10 ¹	6,2·10 ²	2,7·10 ²
Mn	25	8,8·10 ²	5,3·10 ³	2,7·10 ³	∅	3,8·10 ³	6,5·10 ²	5,7·10 ¹	9,5·10 ³	1,3·10 ³	6,3·10 ¹	3,4·10 ⁴	1,4·10 ³
Fe	26	2,7·10 ⁴	3,4·10 ⁵	1,2·10 ⁵	2,8·10 ⁴	2,6·10 ⁵	1,2·10 ⁵	6,0·10 ⁴	2,2·10 ⁵	1,6·10 ⁵	4,5·10 ⁴	2,4·10 ⁵	1,3·10 ⁵
Ni	28	—	—	—	4,7·10 ¹	3,1·10 ²	1,3·10 ²	—	—	—	—	—	—
Ga	31	6,3·10 ⁰	5,7·10 ¹	4,1·10 ¹	1,5·10 ¹	1,3·10 ²	4,3·10 ¹	6,3·10 ⁰	1,8·10 ¹	4,0·10 ¹	6,3·10 ⁰	8,2·10 ¹	3,6·10 ¹
Sr	38	n.e.	n.e.	n.e.	—	—	—	1,7·10 ¹	1,7·10 ³	3,4·10 ²	1,3·10 ³	3,5·10 ³	2,7·10 ³
Zr	40	1,4·10 ²	7,0·10 ²	3,9·10 ²	1,8·10 ²	1,6·10 ³	5,4·10 ²	7,0·10 ¹	6,2·10 ²	3,4·10 ²	7,0·10 ¹	1,8·10 ³	3,4·10 ²
Nb	41	1,7·10 ¹	5,9·10 ¹	3,5·10 ¹	—	—	—	1,7·10 ¹	1,0·10 ²	4,9·10 ¹	7,0·10 ¹	1,0·10 ²	7,7·10 ¹
Mo	42	n.e.	n.e.	n.e.	—	—	—	3,3·10 ⁰	5,3·10 ¹	1,9·10 ¹	5,3·10 ⁰	6,3·10 ¹	3,2·10 ¹
Th	90	3,0·10 ¹	6,8·10 ¹	4,5·10 ¹	—	—	—	3,2·10 ¹	6,3·10 ¹	4,4·10 ¹	3,7·10 ¹	6,3·10 ¹	5,0·10 ¹

n.e. = not evaluated

Correlation Coefficients of the Most Important Components

Components	Fenyőfő	Gánt	Halimba—Szóc	Iszkaszentgyörgy
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$	-0,912	-0,968	-0,972	-0,983
$/\text{Fe}_2\text{O}_3$	-0,756	-0,682	+0,987—0,841	-0,854
$/\text{TiO}_2$	+0,998	+0,968	+0,976	+0,444
$/\text{Th}$	+0,954		+0,934	+0,968
$/\text{Ga}_2\text{O}_3$	+0,927	+0,900	+0,955—0,482	+0,897
$/\text{V}_2\text{O}_5$	-0,403	n.e.	+0,982—0,777	-0,787
$/\text{BeO}$	n.e.	+0,862	+0,842	+0,922
$/\text{NiO}$		+0,956		
$/\text{ZrO}_2$	n.e.	+0,810	n.e.	n.e.
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$	-0,532	+0,412	-0,992+0,613	-0,929+0,882
$/\text{V}_2\text{O}_5$	+0,885	+0,951	+0,747	+0,923—0,882
$/\text{Ga}_2\text{O}_3$	+0,518—0,539	n.e.	+0,870	+0,837—0,440
$/\text{Cr}_2\text{O}_3$	n.e.	+0,813	+0,829	+0,990
$/\text{ZrO}_2$	n.e.	+0,433	n.e.	n.e.
$/\text{MnO}_2$	n.e.	+0,927	n.e.	n.e.
$/\text{P}_2\text{O}_5$	n.e.	+0,927	n.e.	n.e.
TiO_2/Th	+0,915		+0,866	+1,000
$/\text{Ga}_2\text{O}_3$	-0,298	n.e.	-0,876	-0,909
$/\text{V}_2\text{O}_5$	-0,909	+0,925	+0,927—0,996	-0,927
$/\text{BeO}$	n.e.	n.e.	+0,962	+0,986
$\text{V}_2\text{O}_5/\text{Ga}_2\text{O}_3$	-0,539	n.e.	-0,822	-0,938
$/\text{Cr}_2\text{O}_3$	n.e.	+0,881	n.e.	n.e.
$/\text{NiO}$		+0,608		
$\text{Ga}_2\text{O}_3/\text{BeO}$	n.e.	n.e.	-0,580	+0,851
$/\text{ZrO}_2$	n.e.	n.e.	+0,642	n.e.
Th/ZrO_2	+0,864	n.e.	n.e.	+0,118

Note.

No data: the number of analyses is insufficient.
n.e.: the distribution of data is very irregular, not to be evaluated.
Double correlation data refer to different concentration fields.

Table 11

Average Concentration Ratios

Components	Fenyőfő	Gánt	Halimba—Szóc	Izskaszentgyörgy
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$	$2,29 \cdot 10^1:1$	$2,04 \cdot 10^1:1$	$2,29 \cdot 19^1:1$	$1,40 \cdot 10^1:1$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{V}_2\text{O}_5$	$5,66 \cdot 10^2:1$	$3,56 \cdot 10^2:1$	$5,90 \cdot 10^2:1$	$3,75 \cdot 10^2:1$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Ga}_2\text{O}_3$	$8,63 \cdot 10^3:1$	$7,87 \cdot 10^3:1$	$6,46 \cdot 10^3:1$	$9,00 \cdot 10^3:1$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Th}$	$1,09 \cdot 10^4:1$		$9,56 \cdot 10^3:1$	$9,00 \cdot 10^3:1$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{BeO}$	$3,28 \cdot 10^4:1$	$3,31 \cdot 10^4:1$	$2,33 \cdot 10^4:1$	$9,00 \cdot 10^3:1$
$\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{V}_2\text{O}_5$	$1,95 \cdot 10^2:1$	$1,37 \cdot 10^2:1$	$2,47 \cdot 10^2:1$	$1,46 \cdot 10^2:1$
$\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Ga}_2\text{O}_3$	$2,98 \cdot 10^3:1$	$3,02 \cdot 10^3:1$	$2,70 \cdot 10^3:1$	$3,50 \cdot 10^3:1$
$\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Cr}_2\text{O}_3$	$4,62 \cdot 10^2:1$	$5,24 \cdot 10^2:1$	$4,23 \cdot 10^2:1$	$4,41 \cdot 10^2:1$
$\text{TiO}_2:\text{Th}$	$4,78 \cdot 10^2:1$		$4,00 \cdot 10^2:1$	$6,42 \cdot 10^2:1$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{TiO}_2$	$1:4,4 \cdot 10^{-2}$	$1:4,9 \cdot 10^{-2}$	$1:4,2 \cdot 10^{-2}$	$1:7,1 \cdot 10^{-2}$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{V}_2\text{O}_5$	$1:1,8 \cdot 10^{-3}$	$1:2,8 \cdot 10^{-3}$	$1:1,7 \cdot 10^{-3}$	$1:2,7 \cdot 10^{-3}$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Ga}_2\text{O}_3$	$1:1,2 \cdot 10^{-4}$	$1:1,3 \cdot 10^{-4}$	$1:1,5 \cdot 10^{-4}$	$1:1,1 \cdot 10^{-4}$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Th}$	$1:9,2 \cdot 10^{-5}$		$1:1,0 \cdot 10^{-4}$	$1:1,1 \cdot 10^{-4}$
$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{BeO}$	$1:3,2 \cdot 10^{-5}$	$1:3,0 \cdot 10^{-5}$	$1:4,3 \cdot 10^{-5}$	$1:1,1 \cdot 10^{-4}$
$\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{V}_2\text{O}_5$	$1:5,1 \cdot 10^{-3}$	$1:7,3 \cdot 10^{-3}$	$1:4,1 \cdot 10^{-3}$	$1:6,9 \cdot 10^{-3}$
$\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Ga}_2\text{O}_3$	$1:3,4 \cdot 10^{-4}$	$1:3,3 \cdot 10^{-4}$	$1:3,7 \cdot 10^{-4}$	$1:2,9 \cdot 10^{-4}$
$\text{Fe}_2\text{O}_3:\text{Cr}_2\text{O}_3$	$1:2,2 \cdot 10^{-3}$	$1:1,9 \cdot 10^{-3}$	$1:2,4 \cdot 10^{-3}$	$1:2,3 \cdot 10^{-3}$
$\text{TiO}_2:\text{Th}$	$1:2,1 \cdot 10^{-3}$		$1:2,5 \cdot 10^{-3}$	$1:1,6 \cdot 10^{-3}$

Table 12.

Enrichment Factors Related to the Clarke Values

Compo- nents	Minimum	Maximum	Averages of 4 deposits			
			F*	G	H	I
Be	0.37	37.0	0.9	0.83	0.9	3.00
B	3.10	93.3	—	—	25.0	25.0
F	1.22	23.6	—	—	8.1	—
Mg	0.003	0.28	0.04	0.03	—	—
Al	1.25	3.54	2.9	2.9	2.9	2.9
Si	0.006	0.68	0.19	0.26	0.38	0.19
P	0.016	5.25	1.5	2.3	1.15	1.25
S	0.80	26.0	0.12	0.89	—	—
Ca	0.002	2.61	0.08	0.11	—	—
Ti	0.3	4.16	2.2	2.3	2.2	3.1
V	0.73	10.0	3.2	4.8	4.1	4.4
Cr	0.07	4.0	1.2	1.2	1.6	1.35
Mn		36.6	3.0	0.72	1.4	1.45
Fe	0.53	6.6	2.3	2.3	3.1	2.5
Ni	0.47	3.1	—	1.3	—	—
Ga	0.42	8.6	2.7	2.8	2.6	2.4
Sr	0.04	8.7	—	—	0.85	6.8
Zr	0.35	9.0	1.9	2.7	1.7	1.7
Nb	1.70	10.0	3.5	—	4.9	7.7
Mo	1.65	31.5	—	—	9.5	16.0
Th	3.75	8.5	5.6	—	5.5	6.2

* F = Fenyőfő, G = Gánt, H = Halimba, I = Iszkaszentgyörgy.

Table 13.

Synopsis of Average Concentrations
(ppm)

Components	Fenyőfő	Gánt	Halimba	Iszkaszent- györgy	Pádurea Craiuului	Herzegovina	Jamaica
Be	$5,4 \cdot 10^0$	$5,0 \cdot 10^0$	$5,4 \cdot 10^0$	$1,8 \cdot 10^1$	$9,5 \cdot 10^0$	—	—
B	—	—	$7,4 \cdot 10^1$	$7,4 \cdot 10^1$	—	—	—
F	—	—	$2,3 \cdot 10^3$	—	—	—	—
Mg	$8,4 \cdot 10^2$	$5,4 \cdot 10^2$	—	—	$1,1 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^3$	—
Al	$2,6 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^5$	—	$2,6 \cdot 10^5$	—
Si	$5,1 \cdot 10^4$	$7,3 \cdot 10^4$	$3,6 \cdot 10^4$	$5,1 \cdot 10^4$	—	$2,5 \cdot 10^4$	—
P	$1,2 \cdot 10^3$	$2,3 \cdot 10^3$	$9,2 \cdot 10^2$	$1,0 \cdot 10^3$	—	$9,0 \cdot 10^2$	—
S	$0,6 \cdot 10^2$	$4,4 \cdot 10^2$	—	—	—	$6,0 \cdot 10^2$	—
Ca	$2,7 \cdot 10^3$	$3,8 \cdot 10^3$	—	—	—	$2,6 \cdot 10^2$	—
Ti	$1,3 \cdot 10^4$	$1,4 \cdot 10^4$	$1,3 \cdot 10^4$	$1,9 \cdot 10^4$	—	$1,6 \cdot 10^4$	—
V	$4,9 \cdot 10^2$	$7,3 \cdot 10^2$	$6,2 \cdot 10^2$	$6,7 \cdot 10^2$	$3,5 \cdot 10^2$	$3,6 \cdot 10^2$	$8,0 \cdot 10^2$
Cr	$2,5 \cdot 10^2$	$2,3 \cdot 10^2$	$3,2 \cdot 10^2$	$2,7 \cdot 10^2$	$4,3 \cdot 10^2$	$7,4 \cdot 10^2$	$7,8 \cdot 10^2$
Mn	$2,7 \cdot 10^3$	$6,5 \cdot 10^2$	$1,3 \cdot 10^3$	$1,4 \cdot 10^3$	—	$1,6 \cdot 10^3$	—
Fe	$1,2 \cdot 10^5$	$1,2 \cdot 10^5$	$1,6 \cdot 10^5$	$1,3 \cdot 10^5$	—	$1,5 \cdot 10^5$	—
Ni	—	$1,3 \cdot 10^2$	—	—	$1,4 \cdot 10^2$	$3,6 \cdot 10^2$	$4,2 \cdot 10^2$
Ga	$4,1 \cdot 10^1$	$4,3 \cdot 10^1$	$4,0 \cdot 10^1$	$3,6 \cdot 10^1$	$4,3 \cdot 10^1$	$4,0 \cdot 10^1$	$5,0 \cdot 10^1$
Sr	—	—	$3,4 \cdot 10^2$	$2,7 \cdot 10^3$	—	$4,2 \cdot 10^1$	—
Zr	$3,9 \cdot 10^2$	$5,4 \cdot 10^2$	$3,4 \cdot 10^2$	$3,4 \cdot 10^2$	$8,2 \cdot 10^2$	$3,8 \cdot 10^2$	$1,9 \cdot 10^3$
Nb	$3,5 \cdot 10^1$	—	$4,9 \cdot 10^1$	$7,7 \cdot 10^1$	—	—	—
Mo	—	—	$1,9 \cdot 10^1$	$3,2 \cdot 10^1$	—	—	—
Th	$4,5 \cdot 10^1$	—	$4,4 \cdot 10^1$	$5,0 \cdot 10^1$	—	$3,9 \cdot 10^1$	—

THE ISZKASZENTGYÖRGY BAUXITE (SE BAKONY MTS, HUNGARY)

PROBLEMS OF GENESIS AND MINERAL FORMATION

by

GY. KOMLÓSSY
(Hungary)

INTRODUCTION

During the past three years the author performed a thorough evaluation of the Iszkaszentgyörgy bauxite deposits, which ranks among the most important in Hungary. The geology of the area was studied in detail, in order to obtain data concerning the controversial problem of the karst bauxite genesis. The present paper is based on the comparison of data furnished by more than the comparison of data furnished by more than 1500 boreholes, 40 000 chemical data and about 300 mineralogical tests of different kinds.

GEOLOGICAL SETTING

The Iszkaszentgyörgy bauxite occurrence is situated at the eastern border of the Bakony Mountains, Transdanubia. Up to now, four main parts of a complex deposit have been discovered, called Kincses, József, Rákhegy and Bitó, respectively (fig. 1).

The footwall of the ore is represented by Middle and Upper Triassic dolomite, calcareous dolomite and dolomitic limestone. The rough, karsted surface of these is overlain by the bauxite, which is assumed to have come into being in Paleocene–Early Eocene time and became finally deposited during the Early to Middle Eocene. The immediate hanging-wall consists of Upper Lutetian sediments. The oldest member is a lignite bearing clay complex, the extension of which practically coincides with that of the bauxite itself. At such places where bauxite is covered by younger Eocene strata (*e.g.* *Miliolina* limestone, *Operculina*- and *Nummulites striatus*-bearing marl) only rather poor, low-grade ore is to be found.

Farther upwards, Oligocene, Oligo-miocene, Pliocene (Pannonian) and Pleistocene sediments are present. The total thickness of overburden may attain 400 metres.

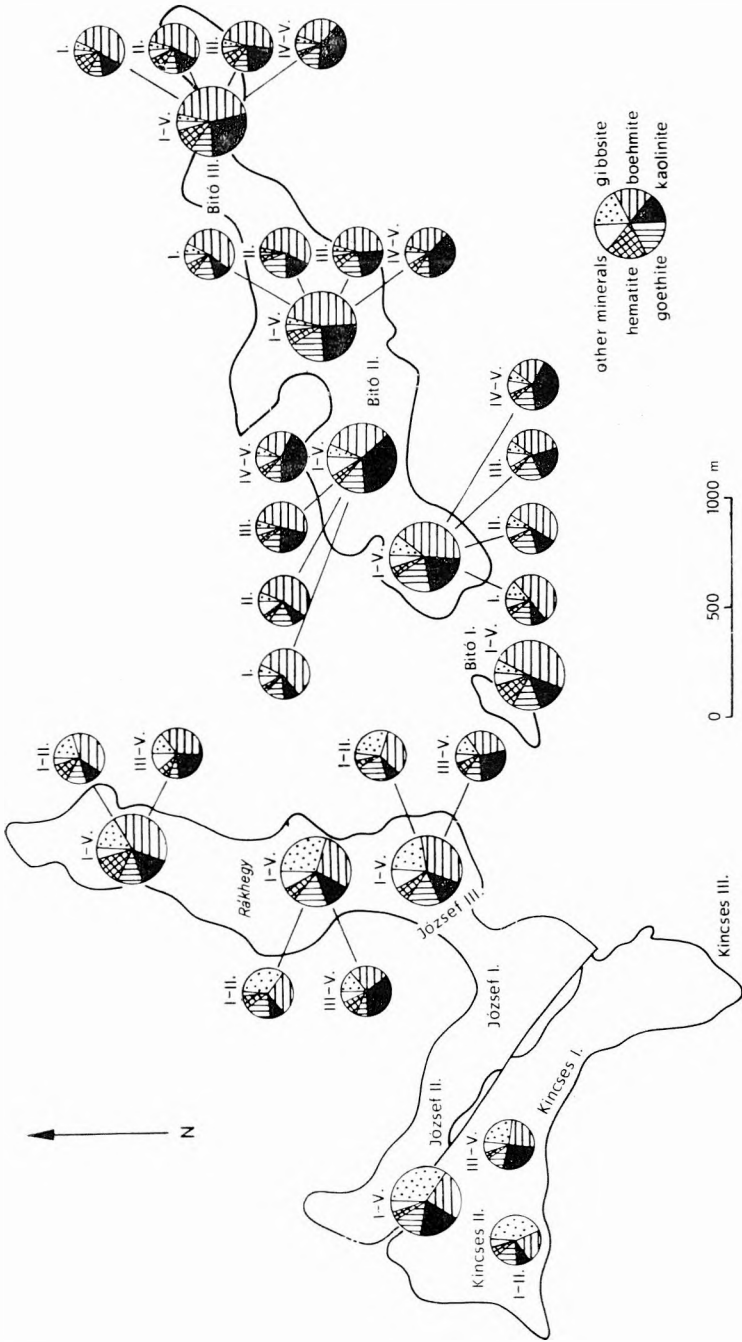


Fig. 1. Mineralogical composition of the Iszkaszentgyörgy bauxite deposit

MINERAL INVESTIGATIONS

Methods

The mineral make-up of the Iszkaszentgyörgy bauxite is known from 30 X-ray and 11 X-ray diffractometric patterns, 153 derivatographic (DTA, DTG, TG combined) and 94 DTA tests, and last but not least, numerous micromineralogical and other optical investigations.

The present paper deals only with the horizontal and vertical distribution of the main mineral constituents (*i.e.* gibbsite, boehmite, kaolinite, goethite, hematite).

The samples examined were partly individual ones (from some one-metre interval of a borehole, or from a mine), and partly mixed ones, composed of homogenized materials from several intervals of a few boreholes.

175 samples have been suitable for a quantitative statistical evaluation (105 from the Bitó, 41 from the Rákhegy, and 29 from the Kincses-József sectors). Ores of different grade were taken into consideration. Aiming to compare the variations in mineralogical composition with those of the chemical one, the average (mean) concentrations of the five main chemical constituents have been calculated (Table 1).

Results

Al-minerals

Gibbsite is rock-forming at Kincses, József, Rákhegy, and in the southern part of the Bitó sector. A maximum of 60% was observed in a sample from Kincses-I, whereas it was virtually absent in several samples from the Bitó-II NE and Bitó-III sectors. As for the mean concentrations, these are the highest (34,0%) in the Kincses I-II and József I-II sectors, gradually decreasing northwards, dropping to 16,5% in the northern part of Rákhegy. A similar decrease could be seen within the Bitó sector as well: from 9,1% in Bitó-II to 2,1% in Bitó-III (Table 1, fig. 1).

First and second-grade bauxites contain more gibbsite. *E.g.* in the Kincses I-II sectors, I-II grade bauxite contains 46,9% gibbsite, while only 24,6% II-IV grade bauxite. The great difference (22,3%) can not be interpreted in terms of alumina decrease, the latter being only 3,7% (Table 1). In the Bitó sector, the sudden decrease has been found to occur between the I and II grade ores, from 7,8 down to 4,4% (IV-V grade ore contains 3,6%). It should be noted here that northwards gibbsite decrease in the Rákhegy sector affects above all I-II grade bauxite, the gibbsite percentage remaining constant in lower-grade ores.

Boehmite is the most important alumina bearer in the Iszkaszentgyörgy bauxites. It is present in every sample tested. The average boehmite content outcores that of gibbsite, with the exception of the Kincses I-II and József I-II sectors. The highest value has been observed in Bitó-II south (68,2%).

Areally, the boehmite content varies in inverse ratio to the gibbsite percentage (fig. 1). In the sectors characterized by considerable enrichment of

Table 1.

**Weighted Average Percentages of Mineralogical
and Chemical Composition in the Different Areas
and for the Different Grades**

Area	Grade	Gibbs.	Böhm.	Kaol.	Goethite	Hema- tite	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Ign. loss	TiO ₂	
Kincses I—II.	I+II, III+IV.	46.9 24.6	21.0 27.7	8.1 27.5	16.3 11.3	2.4 3.2	53.1 49.5	3.6 13.5	17.0 13.7	22.5 18.9	2.6 2.3	
	I—IV.	34.0	24.9	19.3	13.4	2.9	51.0	9.3	15.1	20.4	2.4	
József I—II.	I+II, III+IV.	31.4 14.6	37.9 31.6	7.5 27.1	19.5 11.1	4.2 7.8	55.2 45.8	2.6 12.6	21.5 20.1	19.2 17.4	2.8 2.2	
	I—IV.	21.5	35.3	15.3	16.1	5.6	51.6	6.6	21.0	18.5	2.5	
Rákhegy	S sector	I+II, III+IV.	34.6 12.8	31.0 25.7	7.7 35.8	16.9 6.9	4.6 10.7	52.9 45.7	3.6 17.5	20.5 18.2	19.2 19.2	2.4 2.1
		I—IV.	31.5	30.0	11.7	15.4	5.5	51.8	5.6	20.1	19.2	2.4
	N sector	I+II, III+IV.	20.7 14.0	40.2 38.3	10.1 21.7	13.3 6.7	10.9 6.7	51.6 50.6	4.5 11.1	22.1 18.4	16.8 15.7	2.3 2.0
		I—IV.	16.5	39.6	13.5	12.0	9.7	51.3	6.5	21.0	16.5	2.2
	Total	I+II, III+IV, I—IV.	28.5 12.7 24.8	35.0 34.0 35.4	8.8 26.5 12.8	15.3 6.8 13.8	7.4 8.0 7.4	52.3 49.3 51.6	4.0 12.8 6.0	21.2 18.3 20.6	18.5 16.8 17.9	2.3 2.0 2.3
		II.	5.8	52.1	17.3	8.0	10.2	55.1	8.4	18.7	13.8	2.7
Bitó I.	II.	5.8	52.1	17.3	8.0	10.2	55.1	8.4	18.7	13.8	2.7	
Bitó II.	S sector	I.	11.5	52.2	8.7	19.5	1.5	55.4	4.6	19.3	16.3	2.1
		II.	8.8	49.2	15.0	19.0	1.9	54.2	7.0	19.0	15.9	2.0
		III.	8.9	39.9	22.4	17.7	1.9	51.7	9.7	18.0	15.0	1.8
		IV—V, I—V.	7.1 9.4	27.1 41.4	38.2 21.1	15.7 18.0	1.3 1.6	45.6 51.6	19.3 10.2	15.6 18.0	15.4 15.9	1.6 1.9
	Middle sector	I.	2.7	61.5	7.9	17.5	3.0	56.9	4.9	18.8	14.5	1.9
		II.	3.4	53.5	14.0	19.2	4.0	53.2	6.6	21.5	14.5	2.5
		III.	2.5	51.4	20.8	15.6	3.6	53.0	9.5	18.1	14.3	2.2
		IV—V, I—V.	3.3 3.0	27.3 45.5	43.1 24.9	12.3 15.5	3.6 3.6	44.3 50.8	21.2 12.0	14.9 17.8	14.4 14.5	1.7 2.0
	N sector	I.	5.0	55.8	11.1	18.5	4.1	54.4	5.2	21.2	14.3	2.4
		II.	2.6	55.8	15.8	18.5	3.7	54.7	7.4	19.1	14.2	2.6
		III.	2.6	47.3	22.4	15.9	6.3	50.2	10.2	19.6	14.0	2.1
		IV—V, I—V.	2.4 2.9	35.3 46.3	38.1 24.9	12.5 15.7	5.3 4.9	47.6 51.1	17.7 11.6	16.4 18.6	13.5 13.9	1.9 2.2
Total	I.	8.4	54.7	9.1	18.9	2.4	55.4	4.8	19.7	15.5	2.2	
	II.	4.6	53.3	15.1	18.8	3.3	54.2	7.0	19.8	14.7	2.4	
	III.	4.9	45.6	21.8	16.5	3.5	52.0	9.8	18.4	14.8	2.0	
	IV—V, I—V.	4.2 5.4	30.3 44.1	39.6 23.3	13.9 16.5	3.5 3.2	46.0 51.2	19.3 11.2	15.8 18.1	14.5 14.8	1.8 2.0	
Bitó III.	I.	2.3	57.1	13.2	8.4	13.3	54.9	5.6	21.4	13.0	1.8	
	II.	2.9	56.0	14.8	11.2	8.8	53.8	7.0	20.9	12.3	2.5	
	III.	1.9	48.6	22.5	9.1	11.5	51.0	9.8	20.6	13.0	2.1	
	IV—V, I—V.	2.0 2.1	33.2 44.7	40.4 27.1	14.4 11.1	2.2 8.3	43.9 49.1	20.5 12.8	16.0 19.1	14.2 13.4	1.8 2.0	
Bitó-I, II., III.,	I.	7.8	54.9	9.5	17.8	3.6	55.3	5.1	19.9	15.2	2.1	
	II.	4.4	53.7	15.2	17.0	4.6	54.2	7.1	19.9	14.4	2.4	
	III.	3.6	46.8	22.1	13.3	6.8	51.5	9.8	19.4	14.0	2.1	
	IV—V, I—V.	3.6 4.5	31.1 44.4	39.8 24.4	13.8 14.9	3.1 4.7	45.3 50.7	19.6 11.6	15.8 18.4	14.4 14.4	1.8 2.0	

gibbsite in high-grade ore, boehmite is concentrated in low-grade bauxite, in spite of a decreasing total alumina content. (*E.g.* Kincses I–II, József I–II: an average 21% of boehmite in I–II grade ore and 27,7% in III–IV grade ore). In those sectors which contain approximately the same amounts of boehmite and gibbsite, sharp gibbsite decrease is accompanied by only a slight decrease in the boehmite content (Rákhegy). In the Bitó part, where gibbsite is subordinate, the boehmite percentage varies as a direct function of alumina content.

Si minerals

K a o l i n i t e is responsible for virtually the entire silica content of the Iszkaszentgyörgy bauxite. Some faint traces of **s u d o i t e** and **i l l i t e** have been detected by means of X-ray diffractometry (courtesy of Gy. BÁRDOSY). Kaolinite maximum, was found to be 69,8% (Bitó-III), the respective minimum being 2,4% (Rákhegy).

The thorough revision of the available chemical analyses revealed the presence of more than 40% SiO₂ in the lowermost 0,5–1,0 m of the bauxite complex. This is equivalent to 90% kaolinite, *i.e.* these sediments are slightly bauxitic kaolinite clays. On the other hand, at some places in the Kincses, József and Rákhegy sectors very low silica values have been encountered (0,7–0,9%), representing kaolinite minima as low as 1,4–1,8%.

It should be pointed out here that there are certain discrepancies between the kaolinite mean values provided by the direct mineralogical investigation and those calculated from the 7500 chemical analyses.

<i>Sector of deposit</i>	K a o l i n i t e	
	<i>Mineral. percentage</i>	<i>Chemical percentage</i>
Kincses I–II, József I–II	19,3	18,1
József III	15,3	21,7
Rákhegy	12,8	18,9
Bitó	24,4	33,7

Fe minerals

G o e t h i t e is the most important bearer of iron in the Iszkaszentgyörgy bauxite. It could be identified in all samples but two. The individual sample maximum has been observed at Rákhegy (29,2%); the highest average concentration, however, is known to occur in the Bitó sector: 14,4%, while the lowest one in Kincses I–II and József I–II, amounting to 13,4%. These differences are almost negligible. This is rather striking, because one would readily suppose goethite enrichment in the more gibbsitic ores. Indeed, within the individual sectors there is a parallel variation of goethite with gibbsite.

H e m a t i t e is subordinate in the Iszkaszentgyörgy deposit. Nevertheless, in 18,9% of the samples its percentage outscores goethite. Maximum enrichment, due to secondary, epigenetic processes, up to 60%, has been found in ferruginous crusts and pisolithes. In well-ground average samples a maximum of 18,6%, was found in the József-III sector. As an extreme case, in several

samples no hematite whatsoever could be detected. Its vertical variations are the most extreme among all the minerals considered.

The highest average hematite content has been found at Rákhegy (7,4%), the lowest in the Kincses-I-II and József I-II sectors (2,9%). Its spatial variations, and those observed in function of ore grade, correspond to the boehmite variations.

GENESIS OF THE ISZKASZENTGYÖRGY BAUXITE

The problem of the parent rock

In a previous paper the author pointed out some contradictions involved in the allochthonous interpretation of karst bauxite genesis. It has been shown that, in fact, no bauxite can have been formed from the acid-insoluble residue of carbonate rocks, either, because under the effect of concentrated inorganic acids (at a very low pH) Al and Fe become mobilized and enter the solution. Moreover, on the tropical karst surface pH ranges from 6 to 9. Consequently, it seems more appropriate to consider as a starting point the data furnished by the so-called complete silicate analysis of carbonate rocks.

The mean chemical composition of 22 Iszkaszentgyörgy Triassic bedrock samples turned out to be the following:

Al_2O_3	1,87%
SiO_2	0,63%
Fe_2O_3	0,42%
CaO	30,87%
MgO	46,22%

As calculated from the above data, one ton of dolomite contains 18,7 kgs of Al_2O_3 . Accordingly, the weathering of 28,5 tons of dolomite can produce one ton of bauxite, containing 50% Al_2O_3 . The weathering of 50 m of dolomite over an area of 100 square kilometres may result in the formation of 500 million tons of bauxite!

A further conclusion to be drawn from the analytical results given above is, that the alumina enclosed in the dolomites is only partially bound in siallites (kaolinite, illite, halloysite), because it is present in surplus. 40 to 60% of silica is represented by free quartz, the remaining amount can be combined to silicates with not more than 0,25–0,38% Al_2O_3 . Consequently, 80–87% of alumina is present in allitic form, most probably as sporogelite.

Formation of the Iszkaszentgyörgy bauxite

The area of study was emerged dry land from the Turonian age on. The vigorous uplift provoked intensive denudation. This removed above all the Middle Cretaceous sediments which are assumed to have been widespread in the region, but it affected even the Upper Triassic deposits. This phase of mechanical (areal) erosion was followed by a relatively quiet period characterized by the predominance of chemical decomposition of the carbonate rocks (karstification).

serious contamination. Reworking at the same paragenetical level is connected with Eh increase, whereas redeposition in deeper-lying sites causes Eh decrease.

If these processes take place in an elevated, well-drained area, the gibbsite-boehmite ratio shifts in favour of gibbsite. Al becomes liberated from kaolinite and precipitates in form of gibbsite. Some part of boehmite also may be converted into gibbsite. If, however, reworking is not restricted to the field of gibbsite or gibbsite-boehmite, but enters the boehmite-gibbsite or boehmite field, the above ratio becomes but slightly altered. This is due to the fact that transition to a lower energy level is incompatible with transformation of gibbsite into boehmite, the latter being a mineral of higher lattice energy than the former (1550 and 1700 Kcal/mol, respectively).

Additional boehmite can be formed at the expense of kaolinite only. Having started at the boehmite level, and being repeated several times, reworking promotes leaching and results in the development of high-grade boehmitic ores. (*E.g.* at Gánt and at Halimba.)

Accumulation and preservation of bauxite

During the Paleocene and Early Eocene, bauxite formation might have been going on in large areas of the Transdanubian Central Mountains and even beyond its borders. However deposits of economic interest could have been developed, only in such areas where the paleogeographic conditions favoured the accumulation and preservation of bauxite as well.

At Iszkaszentgyörgy and in the bauxite areas to the North-East of it, bauxites have been covered by Middle Eocene sediments, in connection with Late Laramic epeirogeny. At the border, where comparatively rigid blocks were in contact with the labile basin bottom, faulting may have occurred as well, principally along pre-existing structural lines. These tectonical movements contributed to the further development of karstic depressions (not to be termed, however, "sinkholes"), which determined (respectively controlled) the sites of bauxite accumulation. *I.e.*, bauxite accumulation is a consequence of essential changes in topography.

Accumulation by short-distance transport is reflected by the rather capricious vertical variations in the mineralogical composition of bauxite, too. This fact also provides an obvious interpretation of some particular textures observed.

Homogeneous texture is indicative of relatively low rate deposition from suspensions. Bauxite pebbles and pisolites came into being during recurrent, local reworking. Pisolites lacking any internal structure are due to purely mechanical processes, while accretion pisolites of concentric structure suggest that colloid chemical processes also contributed to their formation. Bauxite breccias are indicative of vigorous reworking.

Tracing the vertical variation of the aforesaid textural features in the Iszkaszentgyörgy area, it may be stated that the accumulation started rather slowly, then it was considerably accelerated: homogeneous, fine-grained bauxites are overlain by coarse bauxite breccias. Strongly pisolitic bauxites occur in the topmost part of the deposit, testifying to multiple reworking and redeposition.

precipitation run-off and infiltration is a quick process. Due to this fact, Eh is very high, whereas pH is comparatively low, because no considerable concentration of OH ions can occur (fig. 3).

Silica is somewhat soluble even within the mobilization field of alumina, and may be gradually leached by drainage. Accordingly, the original alumina/silica ratio, or module, shifts considerably in favour of Al_2O_3 . The remaining SiO_2 forms siallites, mainly kaolinite, binding one part of Al present. Surplus Al crystallizes in form of allite minerals. At a high Eh, gibbsite formation is overwhelming. This accounts for gibbsite enrichment in the well-leached, silicapoor bauxites, accompanied by goethite formation within the individual sectors.

In deeper-lying areas, close to karst water table, in the wet seasons of the tropical climate drainage is restricted, due to the rise of the karst water level. Dissolved silica becomes only partly leached, or not at all. As a consequence, kaolinite is formed. Oxydation degree is low and OH ions concentrate in the stagnant waters. Surplus Al builds boehmite. Goethite/hematite ratio approaches 1:1. The products are low-grade ores, clayey bauxite, bauxitic clay and clay (terra rossa).

There is a gradual transition between these extremes. Intermediary formations are gibbsitic bauxites with boehmite and boehmitic bauxite with gibbsite.

In the area of study, the processes sketched above were active during the Paleocene and Early Eocene ages, producing rather varied bauxite types in function of paleotopography and drainage (fig. 4).

Vehement rainfalls are responsible for more or less thorough reworking and short-distance re-deposition of bauxite. It should be emphasized here that these local processes improve (and *not* deteriorate) quality, as they promote desilification by leaching, and involve no

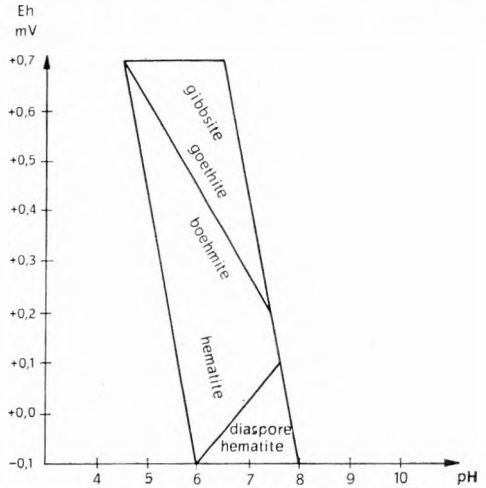


Fig. 3. Eh/pH diagram of the main Al and Fe minerals

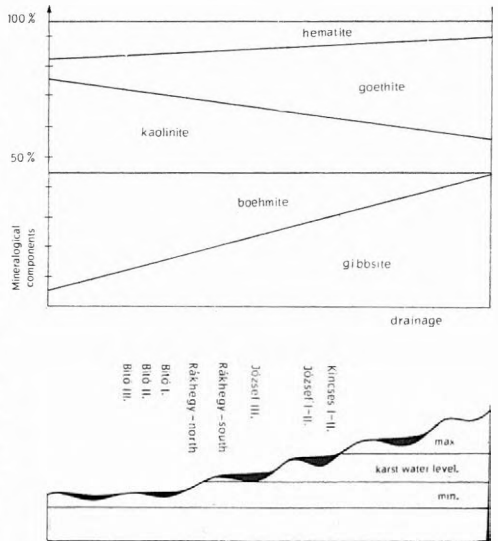


Fig. 4. Mineral paragenesis and position relationships referred to the karst-water level

The development of karstic topography was controlled by preexisting structural lines (faults), along with the dissolving effect of circulating water was particularly intensive. Karstification had partly preceded, partly accompanied bauxite formation.

The so-called "powdering" (pulverization) of dolomite is of quite peculiar interest for bauxite genesis. It could be deduced from numerous thin section observations that powdering is preceded by recrystallization.

During this process, the very fine pelitic substances, which had been dispersed homogeneously in the rock, became secluded from the further-growing recrystallization nuclei. Thus a separation of the pelitic, non-carbonatic materials from the dolomite crystals resulted, within the fresh, unaltered rock. Pelitic patches and wreaths are observable in between, respectively around, the dolomitic grains.

Powdering is essentially a decomposition of the rock along the pelitic contact stripes developed between the individual big dolomite crystals.

Along with the gradual decomposition of dolomite, a segregation of the chemical constituents is going on (fig. 2). Weathered dolomite contains less alumina, than the fresh one. As concluded from the analyses made on different granulometric fractions, Al segregation is rather significant already at the very beginning of weathering. (Al_2O_3 content in fresh dolomite: 4,0%; in the <0,006 mm fraction: 1,5%.) SiO_2 and Fe_2O_3 show apparently random variations in the different fractions; nevertheless they turned out to enrich with decreasing grain size, from 0,35 to 0,8% and from 0,8 to 2,3%, respectively. The multiple-phase segregation of several other elements is even more expressed (*e.g.* Ti, V, Mn). With decreasing grain size, maxima immediately preceding segregation alternate with minima which follow it. This process goes on until all carbonates enter into solution and the less mobile elements become accumulated in the residue.

The next table permits a comparison of enrichment factors or coefficients (related to the parent rock) with the transfer percentage of seven elements.

<i>Element</i>	<i>Enrichment factor (\times)</i>	<i>Transfer, %</i>
Si	12,8	0,002
Mn	15,0	0,002
Ga	25,0	0,006
Al	28,5	0,004
V	30,0	0,0003
Fe	46,4	0,00007
Ti	50,0	10^{-7}

Generally speaking, low transfer percentage is concomitant with intensive enrichment.

Further bauxitization is controlled by Eh and pH conditions, which, of course, are liable to wide variations even in the same area, under a constant climate and in connection with one uniform source rock.

These factors are influenced by drainage, a circumstance resulting in the formation of characteristic mineral paragenetic horizons or levels.

Drainage conditions are the most favourable in relatively elevated areas lying constantly above, the karst water table. Consequently, in such areas

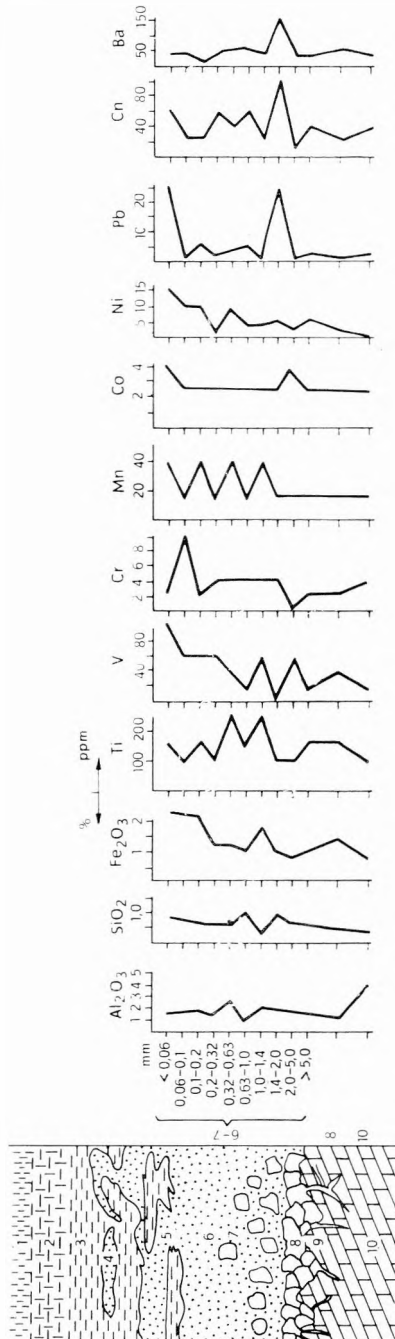


Fig. 2. Idealized cross section of the bauxite/dolomite contact and trace element distribution of the powdering dolomite
 1. bauxite, 2. clayey bauxite, 3. clay with dolomite powder, 4-5. dolomite powder with clay, 6. dolomite powder with coarser dolomite debris, 7. dolomite debris with dolomite powder, 8. dolomite debris, 9. kataclastic dolomite, 10. fresh dolomite

Interpreting the considerable differences in bauxite preservation, the author considers the facies of the immediate hanging-wall a very important, may be sometimes decisive, factor in this respect.

In embayment-like depressions, where the slow invasion of the Lutetian sea was introduced by the deposition of lignitic clay and clayey lignite, which gently covered the bauxite, without any destructing effect (secondary pyritization is left out of consideration now). On the contrary, in cases of rapid transgression characterized by the presence of *Nummulites*-bearing strata at the very base of the series, previously accumulated bauxite could have been destroyed by abrasion. Intermediary cases are represented by loosened and degraded bauxites. This means that a direct correlation between ore quality and hanging-wall facies could be established. In fact, the biggest masses of high-grade ore are to be found in the Kincses, József, and Rákhegy sectors, where the Middle Eocene lignite bearing complex is widespread. It is present only in patches of rather restricted extension in the Bitó sector, the more common direct hanging-wall sediments being calcareous *Miliolina*-marl and limestone. Although the bauxite complex is considerably thicker here, it is of considerably deteriorated quality. Even poorer is the quality in the NE part of the Bitó sector, where bauxite is directly overlain by *Nummulites striatus*-bearing Upper Lutetian strata.

REFERENCES

- ALLEN, V. T. 1960: Comparison of bauxite deposits of Europe with those in the USA. — Report XXI. Sess. Int. Geol. Cong. Part. XVI. "Genetic Problems of Ores". pp. 230–236.
- ALLEN, V. T. 1962: Permeability and lateral circulation in bauxite genesis. — Econ. Geol. Vol. 57, Nr. 6.
- ANDRUSOV, D., BORZA, K., MARTINY, E. and POSPISIL, 1958: O povode a gobe vnziku tzv. terra rossy jižného a stredného Slovenska. — Geologický Sborník Slov. Acad. Vied IX. pp. 27–39.
- BALKAY, B., BÁRDOSSY, GY. 1967: Lateritesedési részfolyamat vizsgálatok a guineai lateriteken. — Földt. Közl. XCVII. 1 f. pp. 91–110.
- BÁRDOSSY, GY. 1958, 1959: The Geochemistry of Hungarian Bauxites. Part I–IV. — Acta Geol. Ac. Sci. Hung. Tom. V. 2 f. pp. 103–155, 3–4 f. pp. 255–285, — Tom. VI. 1–2 f. pp. 1–53.
- BÁRDOSSY, GY. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. — MÁFI alk. kiadv.
- BÁRDOSSY, GY. 1961: A magyar bauxit összetételének és keletkezésének kérdései. — MÁFI Évk. XLIX, 4 f. pp. 815–823.
- BÁRDOSSY, GY. 1961: Adatok a csereszegtomaji kaolinites tűzállóanyag telepek ismeretéhez. — MÁFI Évk. XLIX, 4 f. pp. 825–845.
- BÁRDOSSY, GY. 1962: The relation of the kaolinitic clay deposits of the Bakony Mountains to the deposits of the bauxite. — Acta Geol. Ac. Sci. Hung. Tom. VI. 3–4 f. pp. 333–340.
- BÁRDOSSY, GY., CSAJÁGHY, G. 1966: Geochemical Data on the Mesozoic of Hungary. — Acta Geol. Ac. Sci. Hung. Tom. X. 1–2 f. pp. 117–132.
- BARNÁBÁS, K. 1961: A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete. — MÁFI Évk. XLIX. 3 f. pp. 807–814.
- BONTE, A. 1958: Réflexion sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. — 83. Congr. Soc. Savantes. Aix-Marseille.
- CHUBB, L. U. 1963: Bauxite genesis in Jamaica. — Econ. Geol. Vol. 58, Nr. 2, pp. 286–289.
- CLARKE, O. M. 1960: "Sink-hole" bauxite deposits in N. E. Alabama Georgia. — Min. Newsletter. Vol. 14, Nr. 2–3, pp. 51–53.

- CLARKE, O. M. 1966: The formation of bauxite and karst topography in Eufaula District, Alabama and Jamaica. — *Econ. Geol.* Vol. 61, Nr. 5, pp. 903–916.
- COMBES, P. J. 1969: Recherches sur la genèse des bauxites dans le NE l'Espagne, le Languedoc et Ariège (France). — *Manuscript. Dissertation.*
- DUDICH, E. JR., KOMLÓSSY, GY. 1969: Szerkezeti és földrajzi szempontok a magyar bauxitok korkérdéséhez. — *Földt. Közl.* XCIX. 3. f pp. 155–165.
- FÜLÖP, J. 1961: Magyarország kréta időszaki képződményei. — *MÁFI Évk.* XLIX, 3. f. pp. 577–587.
- HARDEN, G., BATESON, I. H. 1963: A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. — *Econ. Geol.* Vol. 58, Nr. 8, pp. 1301–1308.
- HARRASSOWITZ, H. 1926: Laterit. — Berlin.
- HILL, V. G. 1955: The mineralogy and genesis of bauxite deposits of Jamaica. — *Amer. Min.* Vol. 40, Nr. 7–8, pp. 676–688.
- HOSE, H. R. 1951: The geology and mineral resources of Jamaica. — *Colon. Geol. Surv. and Min. Res.* 11–36.
- HOSE, H. R. 1963: Jamaica type bauxite developed on limestone. — *Econ. Geol.* Vol. 58, Nr. 1, pp. 62–69.
- JIMENEZ, A. N. 1964: Notas geograficas y geomorfologicas de Cuba. — *In: Geologica de Cuba* (aut. coll.) Edit. Con. Nac. Univ. La Habana,
- KOMLÓSSY, GY. 1966: A bauxitpiritesedés kérdése. — *Földt. Közl.* XLVI. 2 f. pp. 220–226.
- KOMLÓSSY, GY. 1967: Contribution à la connaissance de la genèse des bauxites Hongroises. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* Tom. XI, 4. f, pp. 477–489.
- KOMLÓSSY, GY. 1969: Az iszkaszentgyörgyi bauxitterület földtani és teleptani viszonyai. — *Egyet. Doktori Ért.*
- KOPEK, G., KECSKEMÉTI, T. and DUDICH, E. 1965: Stratigraphische Probleme des Eozäns in Transdanubischen Mittelgebirge Ungarns. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* IX, pp. 411–426.
- NEMECZ, E., VARJÚ GY. 1967: Relationship between “Flintclay” and Bauxite Formation in the Pilis Mountains. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* Tom. IX, 4 f, pp. 453–476.
- ROCH, E. 1959: La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. — *Ann. Hébert et Haug. Travaux de Lab. de Géol. de la Faculté des Sci. de l'Univ. de Paris,* Tom. IX, pp. 11–69.
- SHERMAN, G. D. 1950: The genesis and morphology of Hawaiian ferruginous laterite crusts. — *Pacific. Sci.* Vol. IV. pp. 315–322.
- STEVENS, R. F., CARRON, M. K. 1948: Simple field test for distinguishing minerals by abrasion pH. — *Amer. Min.*
- TUČAN, F. 1912: Terra rossa deren Natur und Entstehung. — *N. Jahrb. Min. Geol. und Pal. Beil.* XXXIV. p. 401.
- VADÁSZ, E. 1954: A magyarországi bauxitelfordulások földtani alkata. — *MÁFI Évk.* XXXVII, 2 f, pp. 173–286.
- VADÁSZ, E. 1954: Bauxitföldtan. — *Akad. Kiadó. Bp.*
- VADÁSZ, E. 1956: Bauxit és terra rossa. — *Földt. Közl.* LXXXVI, 2 f, pp. 115–119.
- VADÁSZ, E. 1960: Magyarország földtana. — *Akad. Kiadó, Bp.*
- WEISSE, J. G. DE 1948: Les bauxites de l'Europe Centrale. — *Mém. Soc. Vaud. Sci. Nat. Lausanne.*
- WEISSE, J. G. DE 1963: Bauxite latéritique et bauxite karstique. — *Act. Symp. Bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium.* Zagreb. I, pp. 7–29.
- ZANS, V. A. 1959–60: Discussion on the origin of bauxite associated with limestone. — *Geonotes* Vol. II, 1959, pp. 132–133, Vol. III, 1960, pp. 71–73.

GY. KOMLÓSSY
Bauxitkutató Vállalat
Balatonalmádi
(Hungary)

ALUMOGOETHIT IN DEN UNGARISCHEN BAUXITEN

DIE BESTIMMUNG UND BEDEUTUNG DES INS GOETHITGITTER
EINGEBAUTEN ALUMINIUM-GEHALTES IN DEN UNGARISCHEN BAUXITEN

von

SOLYMÁR, K.

(Ungarn)

LITERATURÜBERSICHT

Der Eisen-Gehalt der Bauxitlagerstätten von Iszkaszentgyörgy kommt überwiegend als Goethit vor, deshalb hat die Untersuchung der goethithaltigen Bauxitsorten im Ungarn eine besondere Bedeutung. Einige Autoren, an erster Stelle BENESLAWSKY (1957) und CAILLÈRE (1962) gaben schon früher den gegenseitigen isomorphen Ersatz zwischen den Eisen- und Aluminium-hydroxiden und -oxiden an, aber es wurde mangels der entsprechenden Methoden die exakte Bestimmung der isomorphen Mischkristallbildung im System α -FeOOH- α -AlOOH erst von THIEL (1963) mittels eines Röntgendiffraktometers durchgeführt. Seinen Angaben nach liegt die obere Grenze der Substitution bei der folgenden Zusammensetzung: $\text{Fe}_{0,67}\text{Al}_{0,33}\text{OOH}$. CAILLÈRE (1962) fand in einigen französischen Bauxiten eisenhaltigen Böhmit und Diaspor, obwohl die echte isomorphe Substitution von Al durch Fe nicht eindeutig bewiesen werden konnte. Demgegenüber stellte CAILLÈRE (1960) im System α - Fe_2O_3 - α - Al_2O_3 einen Grenzmischkristall $\text{Fe}_{1,75}\text{Al}_{0,25}\text{O}_3$ fest. Es sind neben den bedeutenden Untersuchungen von THIEL die ausgedehnten Forschungen von WEFERS (1966, 1967, 1968) zu erwähnen, der die Systeme Fe_2O_3 - H_2O , Al_2O_3 - Fe_2O_3 - H_2O , sowie Na_2O - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - H_2O studierte. Es ist beachtenswert, dass seinen Erfahrungen nach die Mischkristalle $(\text{Fe}, \text{Al})_2\text{O}_3$ in den griechischen Bauxiten oft vorhanden sind und der Ersatz von Fe durch Al im Hämatit bis zu 10 Mol-% betragen kann. Aus den Literaturangaben für die Synthese des Goethits und des aluminiumhaltigen Goethits (Alumogoethits) haben die Mitteilungen von GLEMSER (1958, 1961) und SCHWERTMANN (1959, 1966) grosse Interesse gefunden.

In den ungarischen Bauxiten hat BÁRDOSSY (1968) als erster mittels *Thiels-Methode* eine isomorphe Substitution von FeOOH durch AlOOH zwischen 5–10 Mol-% in gewissen Goethit-Konkretionen, nachgewiesen, was er mit der quantitativen Bestimmung der Bauxitminerale verbunden hat (1966). Die derivatographischen Untersuchungen an Lateritmustern von Matoto (Guinea) von BALKAY und BÁRDOSSY (1967) haben bewiesen, dass die Spitzentemperatur der endothermen Reaktion von Goethit, als Folge des AlOOH-Einbaus, von 320 °C nach 380 °C verschoben wurde. Ihrer Meinung nach kommt

in diesem Falle eine allgemein gültige Erscheinung der Bauxitbildung und Lateritbildung in Frage. Im Zusammenhang der Beschreibung des Bauxitvorkommens um Eplény teilt gelichfalls BÁRDOSSY (1968) mit, dass eine isomorphe AlOOH -Substitution in einzelnen Pisolithen von 9–17 Mol-% (durchschnittlich 13 Mol-%) auf Grund der von THIEL publizierten Diagramme — festgestellt wurde. Er fand als Mittelwert eine AlOOH -Substitution von 1–5 Mol-% im Goethit der Bauxitsorten bei Eplény. Es wurde auch im Hämatit der hämatitreichen Pisolithen eine Verschiebung der Hämatit-Reflexionen beobachtet, woraus BÁRDOSSY auf eine isomorphe Al_2O_3 -Substitution von 2–4 Mol-% schliessen konnte. BÁRDOSSY im Einklang mit den Versuchsergebnissen von WEFERS vermutet, dass ein isomorpher Aluminium-Einbau sowohl im Goethit als auch im Hämatit, besonders bei hohen Eisen- und niedrigen Aluminium-Konzentrationen auftritt. Ihrer Meinung nach hört die isomorphe Mischkristallbildung mit der zunehmenden Aluminium-Konzentration ohne scharfe Grenze auf, und so wird eine orientierte Zusammenwachsung der Eisen- und Aluminium-Mineralkörnchen bemerkbar.

Unsere Aufmerksamkeit wurde auf den im Goethit-Gitter eingebauten AlOOH -Gehalt beim Aufschluss der goethitreichen ungarischen Bauxiten durch die regelmässig beobachtete Verminderung der Al_2O_3 -Ausbeute gerichtet. (Untersuchungen im Rahmen des „Bauxitkatasters“.) Unsere Messungen mittels Röntgendiffraktometer, in vollem Einklang mit den Aufschluss-Versuchen, bewiesen, dass der im Goethit-Gitter vorhandene, oft ziemlich bedeutende AlOOH -Gehalt nach *Bayer-Verfahren* auch noch bei 300 °C quantitativ unaufgeschlossen zurückbleibt und einen Verlust verursacht (1968, 1969). Die Wirkung der im Goethit-Gitter eingebauten AlOOH -Menge eingehend zu studieren, haben wir gemeinsame Forschungen mit dem Lehrstuhl für die Allgemeine und Anorganische Chemie der Universität für chemische Industrie von Veszprém angeregt. Am Lehrstuhl wurden unter der wissenschaftlichen Leitung von FRAU K. JÓNÁS Goethit-Muster mit verschiedener Aluminium-Substitution (Alumogoethite) synthetisiert und es konnten beachtenswerte Ergebnisse durch UR-Spektrometrie dieser Muster erreicht werden (JÓNÁS 1968).

Die Untersuchung des im Goethit-Gitter eingebauten AlOOH -Gehaltes hat hinsichtlich der Bauxitbildung, der Bestimmung von Mineralzusammensetzung, sogar der technologischen Auswertung der Bauxite grosse Bedeutung.

In diesem Bericht sind die Fragen vor allem aus mineralogischem Standpunkt geprüft und unsere Folgerungen sind überwiegend auf die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen gegründet.

DIE BESTIMMUNG DES AlOOH -ERSATZES IN GOETHITEN

Um den im Goethit-Gitter eingebauten AlOOH -Gehalt zu bestimmen, wurden die Diagramme von THIEL (1963) benutzt. Die Röntgenaufnahmen wurden durch Müller-Mikro-111-Röntgengenerator und Philips-Goniometer, unter Verwendung von CuK_α -Strahlung mit Diskriminator gemacht. Bei den Mustern mit grösserem Goethit-Gehalt können die von THIEL gemessenen d_{130} , d_{021} , d_{111} , und d_{140} Reflexionen gut verwendet werden. Es ist zweckmässig,

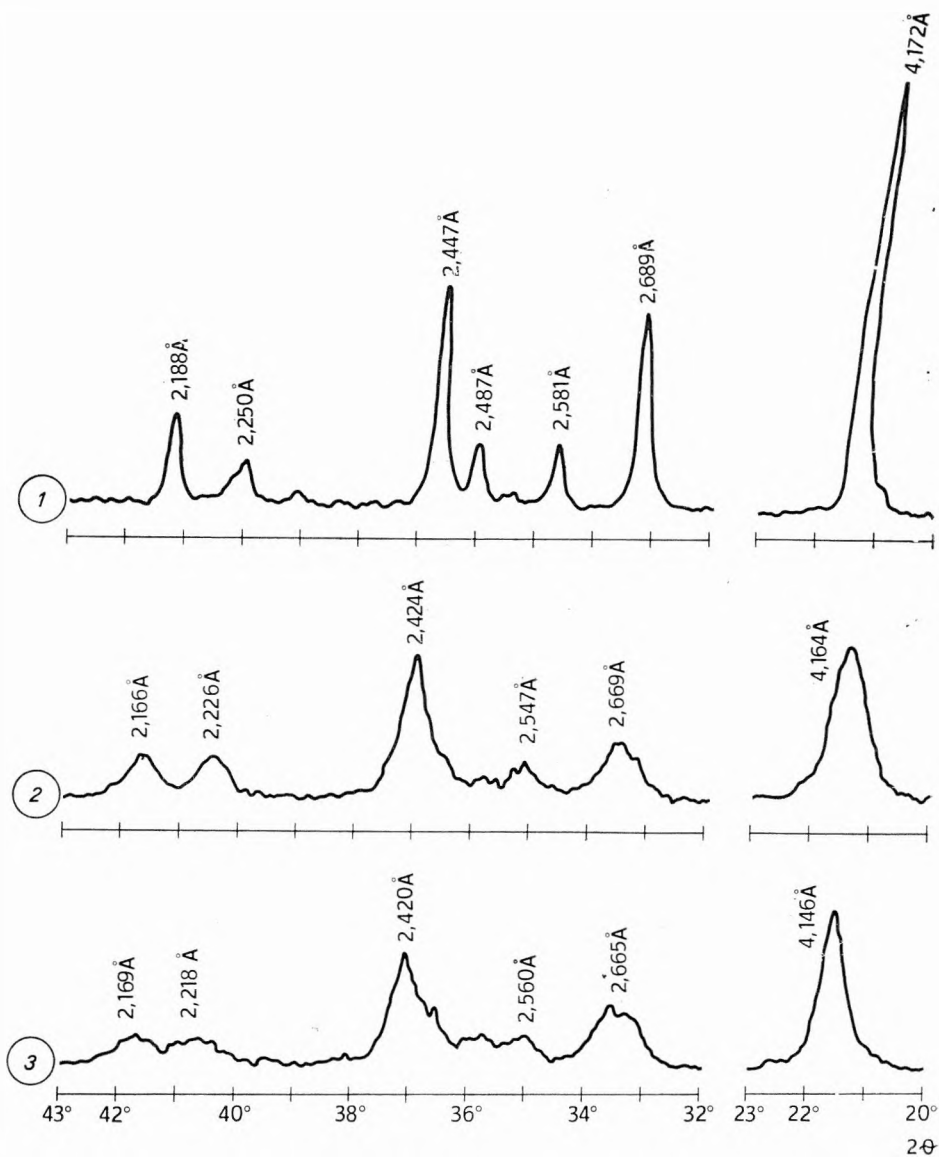


Abb. 1. Diffraktogramme von Goethit Sorten (CuK_α Strahlung, Ni Filter)

1. Reiner natürlicher Goethit, 2. synthetischer Alumogoethit, 3. goethitreicher Laterit aus Matoto (Guinea)

eine gut-kristallisierte Verbindung, als inneren Standard zu benutzen. Wir haben gewöhnlich CaF_2 als Standard gebraucht, obwohl die angezeigten Diffraktometer-Diagramme von den ohne inneren Standard geprüften Mustern gemacht wurden. In den Bauxitmustern mit einem kleinen Goethit-Gehalt ist oft die Reflexion d_{111} auch nicht genau feststellbar, da muss zur Bestimmung der Substitution die Reflexion d_{110} verwendet werden. Deshalb haben wir eine Kalibrationsgerade auch für diese Reflexion aufgenommen. Es ist zu erwähnen, dass diese Reflexion nur ziemlich ungenau bestimmt werden kann. Eine andere Möglichkeit ist gegeben — wie darüber noch berichtet wird — um die AlOOH -Substitution im Goethit auf Grund der Reflexion-Verschiebung von geglühten Mustern festzustellen. Man kann solcherweise auf die Zusammensetzung des Alumogoethits aus dem Diffraktogramm des bei Glühen entstandenen Alumohämatits schliessen, falls der Ersatz die Mischungslücke nicht übertrifft.

Die Abb. 1. zeigt die Diffraktogramme eines natürlichen Goethits, eines synthetischen Alumogoethits und eines Lateritmusters von Guinea. Aus der Abbildung ist gut zu ersehen, dass während der natürliche Goethit gut kristallisiert ist, die zwei aluminiumhaltigen Muster einen viel disperseren aber miteinander sehr ähnlichen Charakter haben. Die Verschiebungen der Reflexionen sind beinahe gleich, welche einer fast gleichen Substitution entsprechen. Solche gute Übereinstimmung der von den synthetischen Alumogoethit und Laterit gemachten Röntgenaufnahmen beweist gleichzeitig, dass die Erscheinung des Substitution erfolgreich modellisierbar ist, weil eine zum in der Natur gefundenen Mineral ganz ähnliche Probe synthetisiert werden kann.

Die chemische Zusammensetzung und der aus der Analyse errechnete, auf Grund der Diagramme von THIEL bestimmte, sowie aus den UR-Spektren festgestellte (Abb. 3). AlOOH -Einbau der an der Abb. 1. angezeigten Muster wurden in der Tabelle 1. zusammengestellt. Nach diesen Angaben ist ungefähr 5 Mol-% von AlOOH im Alumogoethit als röntgenamorphe Phase anwesend. Dieser Überschuss an Aluminium kann als Folge der unvollständigen Auswaschung vom amorphen $\text{Al}(\text{OH})_3$ erklärt werden. Es wurde nämlich bei der auf Grund der chemischen Zusammensetzung durchgeführten Berechnung angenommen, dass der Aluminium-Gehalt in den Mustern vollständig im Goethit-Gitter vorhanden ist.

In der Tabelle 2. sind die Angaben der Diffraktogramme für die drei Muster, und zwar die Netzebenenabstände und die Intensitätswerte (die Spitzenhöhe der Reflexionen) numerisch zusammengefasst.

Tabelle 1.

Die Zusammensetzung der Goethit-Muster

Muster	Bestandteil (Gew. %)				Substitution an AlOOH (Mol %)		
	Fe_2O_3	Al_2O_3	Glühv.	Andere	Rtg.-Diffr.	UR Spekttr.	Gerechn.
Goethit	85,8	1,0	10,0	3,2	—	—	1,6
Alumogoethit (synth.)	68,3	16,3	15,4	—	21,6	21,0	27,0
Laterit von Matoto (Guinea)	64,7	12,5	14,8	8,0	23,0	20,5	23,2

Tabelle 2.

Die Netzebenenabstände und Intensitätswerte der Goethit-Muster

hkl	Goethit			Alumogoethit			Laterit		
	2θ	d(Å)	I	2θ	d(Å)	I	2θ	d(Å)	I
020	17,80	4,978	15						
110	21,28	4,172	78	21,32	4,164	29	21,41	4,146	29
120	26,39	3,374	11						
130	33,28	2,689	35	33,54	2,669	11	33,60	2,665	11
021	34,73	2,581	11	35,16	2,547	6	35,02	2,560	5
101	35,68	2,514	3						
040	36,08	2,487	12						
111	36,70	2,447	40	37,05	2,424	26	37,12	2,420	20
121	40,03	2,250	8	40,48	2,226	8	40,63	2,218	5
140	41,22	2,188	16	41,66	2,166	8	41,60	2,169	6
131	45,10	2,008	3						
041	47,28	1,921	5						
211	50,70	1,799	7						
141	51,54	1,772	3						
221	55,28	1,717	20	53,75	1,7044	12	53,90	1,699	10
240	54,26	1,689	9						
060	55,30	1,659	4						

Substitution an AlOOH Mol %: (nach THIEL)

130		20,0		23,5
021		(23,5)		(16,0)
111		22,1		25,3
140		22,6		20,3
		21,6		23,0

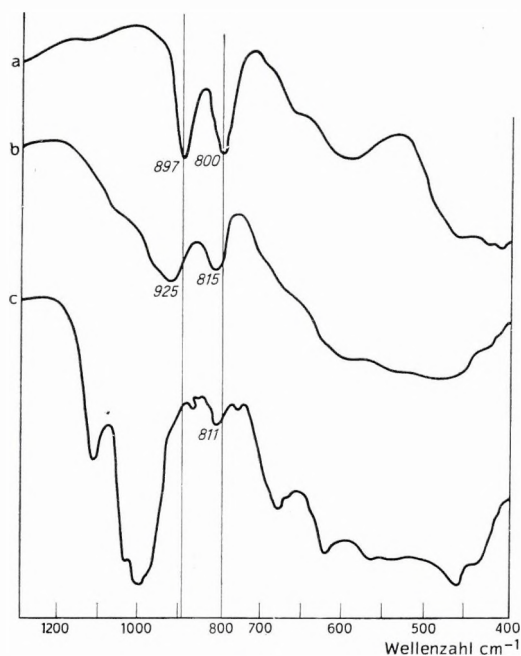


Abb. 2. UR Spektren mittels eines UR-10 Spektrometers

a. Reiner natürlicher Goethit, b. goethitreicher Laterit aus Matoto (Guinea), c. Rotschlamm

Die Abb. 3. zeigt — mit der Verwendung der Angaben von THIEL — die Verschiebung der zur Bestimmung des AlOOH -Ersatzes günstigsten Reflexion d_{111} , als Funktion von eingebauten Aluminium-Gehalt (von Mol-% AlOOH), sowie die Wirkung der AlOOH -Substitution auf die Wellenzahl-Verschiebung der UR-Bänder vom Goethit — auf Grund der Angaben von FRAU K. JÓNÁS (1968). Die Kalibrationskurve wurde mit Hilfe der synthetischen Alumogoethit-Muster bestimmt.

Die Abb. 4. bietet ein Nomogramm, um den im Alumogoethit anwesenden Al_2O_3 -Gehalt schnell berechnen zu können. An der Abszissenachse ist der Alumogoethit-Gehalt des zu bestimmenden Bauxitmusters in Gew.-% dargestellt. Mittels Röntgendiffraktometrie wird nämlich immer der aluminiumhaltige Goethit (Goethit-Phase) gemessen. Es ist aber in Betracht zu ziehen, dass die Röntgenkonstanten für Goethit und Alumogoethit voneinander etwas abweichen, deshalb ist es notwendig entweder die zur quantitativen Bestimmung benutzten Grundmuster anstatt Goethits mit Alumogoethit zusammenzustellen, oder entsprechende Korrekturen zu berücksichtigen. Mittels Verwendung der Diagramme von THIEL und mit Hilfe der Abb. 4. kann der AlOOH -Gehalt des Goethits in Bauxitproben schnell festgestellt werden. Bei der Prüfung einzelner speziellen Muster und Rotschlammproben ist die UR-Spektrometrie gleichfalls brauchbar. Prinzipiell ist auch die Derivatographie geeignet die Substitution zu bestimmen, da die Bindung durch den Aluminium-Einbau

Die Abb. 2. zeigt die UR-Spektren des natürlichen Goethits, eines Laterits von Matoto (Guinea) und eines Rotschlammes. Während die Wellenzahl der für Goethit charakteristischen UR-Bänder 800 cm^{-1} und 897 cm^{-1} sind, wurden der O—H Schwingung im Matotoer Laterit auf die Werte 815 cm^{-1} bzw. 925 cm^{-1} verschoben. Im Bauxit kann der Goethit auf Grund des UR-Spektrums wegen der Störungswirkung der Bänder von Kaolinit und Gibbsit nicht bestimmt werden, das Band um 800 cm^{-1} ist jedoch im Rotschlamm gut messbar. Die mitgeteilte Aufnahme des Rotschlammes zeigt einen Einbau an AlOOH , dessen Grösse nach der Abb. 3. 15 Mol-% beträgt.

Die UR-Spektren wurden mittels eines UR-10-Spektrometers in KBr Pastille (2,7 mg Versuchsmaterial und 800 mg KBr) aufgenommen.

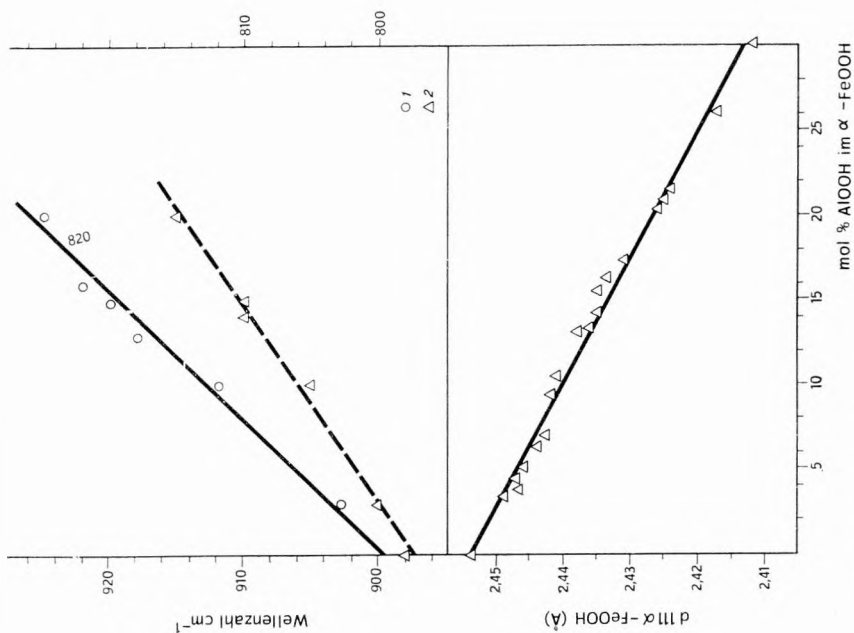


Abb. 3. Kalibrationskurven zur Bestimmung der AlOOH-Substitution im Goethit
1. Wellenzahlbereich $900-920 \text{ cm}^{-1}$, 2. Wellenzahlbereich $800-820 \text{ cm}^{-1}$.

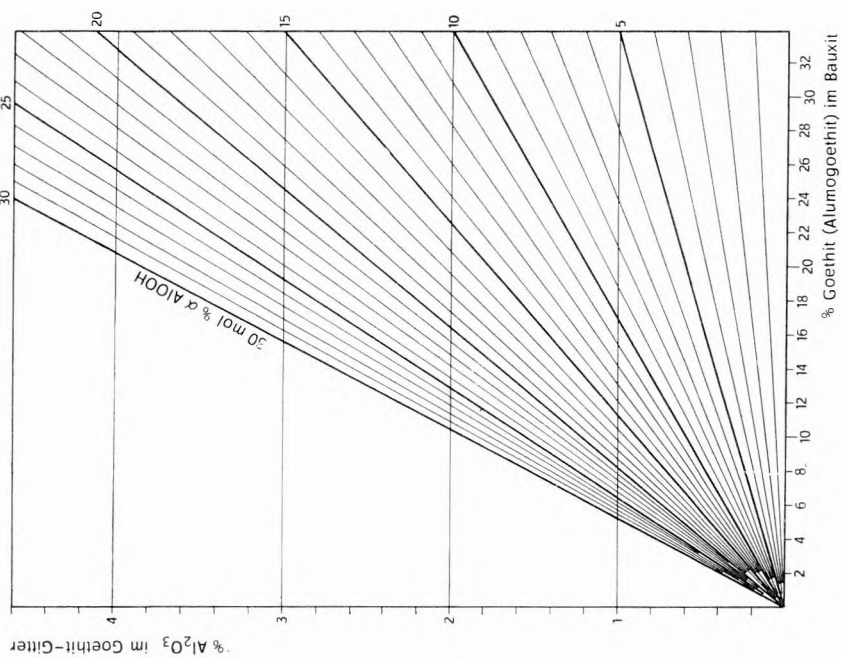


Abb. 4. Nomogramm zur Bestimmung des Al_2O_3 Gehaltes im Goethit-Gitter

stabilisiert wird und die Spitztemperatur den endothermen Entwässerung in die Richtung der zunehmenden Temperaturen verschoben wird; jedoch können nur die Muster mit streng gleicher Kornverteilung und Ursprung verglichen werden.

ALUMOGOETHIT IN DEN UNGARISCHEN BAUXITEN

Die Menge des Alumogoethits und die Grösse des AlOOH -Ersatzes wurden in etwa 50 ungarischen Bauxitmestern mittels der beschriebenen röntgen-diffraktometrischen Methode bestimmt. Die Bauxitmestern waren von den im „Bauxitkataster“ geprüften Proben ausgewählt. Die chemische und mineralogische Zusammensetzungen mit besonderer Rücksicht auf den Alumogoethit-Gehalt einiger Muster sind in der Tabelle 3. zusammengefasst. Die Ergebnisse sind in der Abb. 5. auch graphisch dargestellt, wo an der Abszissenachse der im Alumogoethit anwesende α - FeOOH -Gehalt, an der Ordinatenachse der im Alumogoethit eingebaute AlOOH -Gehalt, als Al_2O_3 angegeben sind. Es ist für diese ungarischen Bauxitmestern kennzeichnend, dass sich die Substitution von AlOOH mit der zunehmenden Menge von FeOOH (bzw. Alumogoethit) beinahe proportional steigert, deswegen nimmt der

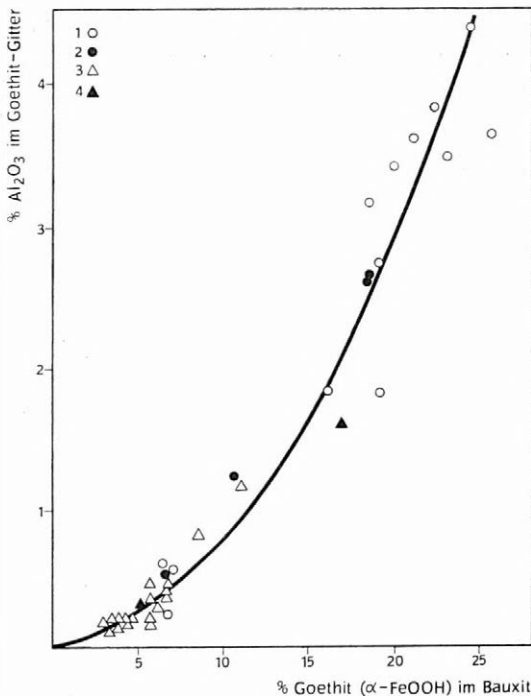


Abb. 5. Der Al_2O_3 -Gehalt im Goethit-Gitter als Funktion des α - FeOOH -Gehaltes der ungarischen Bauxitsorten

Lagerstätten: 1. Iszkaszentgyörgy, 2. Gánt, 3. Nyirád—Halimba, 4. Szóc

Al_2O_3 -Gehalt im Alumogoethit in der Abhängigkeit von der Alumogoethit-Menge quadratischem Zusammenhang entsprechend zu. Wie es aus der Tabelle 3. und auch aus der Abb. 5. hervorgeht, kann die Substitution von AlOOH im Goethit-Gitter bis zu 20–25 Mol-% erreichen und solcherweise beträgt in den Bauxiten der im Alumogoethit gebundene Gehalt an Al_2O_3 maximal einen Wert um 4 Gew.-%. Dies bedeutet schon eine wesentliche Menge, dadurch wird bei der Verarbeitung dieses Erzes eine Verminderung von etwa 8% in der Ausbeute von Al_2O_3 hervorgerufen.

Nach den Versuchen um verschiedene Alumogoethite zu synthetisieren (JÓNÁS 1968), kann der Gehalt an AlOOH einerseits durch die gleichzeitige Fällung der Eisen- und Aluminium-Hydroxide und durch die darauffolgende Älterung dieser amorphen Phasen, andererseits durch die Älterung des alumi-

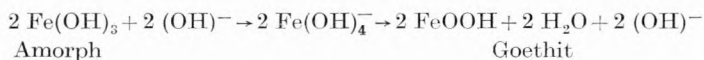
Tabelle 3.

Die chemische Zusammensetzung, die Phasenanalyse, die Substitution von AlOOH im Goethit-Gitter einiger charakteristischen, ungarischen Bauwittmuster

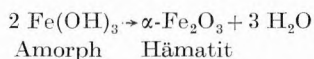
Bauwit N ^o	Chemische Zusammensetzung %										Al ₂ O ₃ im Mineral			Fe ₂ O ₃ im		Alu- mogoethit Gew. %	Substitution an AlOOH Mol %	Al ₂ O ₃ % im Goethit
	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₂	TiO ₂	Githv.	Böhmit	Gibbsit	Kaol.	Goethit	Hämattit	Goethit	im Alumogoethit%						
												α- FeOOH	α- AlOOH					
Iszkaszentgyörgy																		
106	52,0	5,9	14,4	2,7	21,5	24,2	21,0	5,0	1,8	—	14,4	16,1	2,1	18,2	16,0	1,8		
108	51,0	1,5	17,2	2,8	24,8	20,5	27,5	1,3	1,7	—	17,2	19,1	2,0	21,1	13,5	1,7		
109	47,6	3,4	21,9	2,7	21,1	19,7	20,5	2,9	4,5	—	21,9	24,4	5,3	20,7	24,4	4,5		
111	49,7	1,2	26,1	2,2	12,8	45,7	2,5	1,0	0,5	19,8	6,3	7,0	0,6	7,6	11,1	0,5		
114	47,7	1,4	20,8	2,9	22,0	20,7	22,3	1,2	3,5	—	20,8	23,1	4,1	27,2	20,7	3,5		
170	47,4	1,4	24,1	2,8	21,3	20,4	22,2	1,2	3,6	1,0	23,1	25,7	4,3	30,0	19,5	3,6		
171	43,4	12,4	19,7	2,7	18,2	18,0	14,4	10,8	3,2	13,7	6,0	6,7	0,2	6,9	4,8	0,2		
173	50,8	4,8	17,9	2,8	20,0	24,6	18,7	4,0	3,5	—	17,9	19,9	4,1	24,0	23,2	3,5		
174	43,3	18,1	16,6	2,2	18,2	13,2	11,6	15,4	3,2	—	16,6	18,5	3,8	22,3	23,2	3,2		
177	50,0	2,1	20,8	2,8	19,8	28,8	15,5	1,8	3,9	0,8	20,0	22,3	4,6	26,9	23,2	3,9		
178	47,5	5,5	19,0	2,8	19,7	22,0	17,0	4,8	3,7	—	19,0	21,1	4,3	25,4	23,2	3,7		
185	46,7	4,6	20,6	2,5	21,2	19,6	20,5	3,9	2,7	3,4	17,2	19,1	3,2	22,3	19,7	2,7		
Gánt																		
115	51,5	3,4	21,1	2,8	15,5	40,3	5,6	2,9	2,7	4,6	16,5	18,4	3,2	21,6	19,5	2,7		
116	48,7	14,1	17,5	2,7	14,7	31,0	3,0	12,0	2,7	0,9	16,6	18,5	3,1	21,6	19,7	2,7		
118	53,6	14,5	10,5	2,5	14,8	38,5	1,6	12,3	1,2	1,2	9,5	10,6	1,4	12,0	16,0	1,2		
Nyírád																		
120	60,2	1,3	20,5	2,8	13,1	57,0	1,9	1,1	0,2	16,8	3,7	4,1	0,2	4,3	6,1	0,3		
121	53,6	4,7	23,2	2,7	12,6	48,5	—	4,8	0,3	18,0	5,2	5,8	0,4	6,2	8,6	0,3		
122	55,8	2,5	24,2	2,8	12,8	51,2	2,1	2,1	0,2	20,9	3,3	3,6	0,2	3,8	7,3	0,2		
123	35,7	10,3	34,8	4,7	11,8	25,1	1,4	8,8	0,4	28,9	5,9	6,6	0,4	7,0	8,6	0,4		
131	34,9	3,9	46,3	3,0	9,8	30,2	1,0	3,3	0,4	40,5	5,8	6,5	0,4	6,9	8,6	0,4		
135	52,3	6,6	23,5	2,4	12,8	46,3	—	5,6	0,4	17,5	6,0	6,7	0,5	7,2	9,6	0,4		
138	49,5	10,8	12,8	5,2	17,0	35,6	3,6	9,2	1,1	2,9	9,9	11,0	1,3	12,3	14,9	1,1		
139	57,6	2,9	17,9	5,7	14,0	52,8	2,1	2,5	0,2	15,2	3,0	0,2	0,2	3,2	8,6	0,2		
140	53,0	1,4	27,1	3,1	12,0	50,9	0,8	1,2	0,1	24,1	3,0	3,3	0,1	3,4	4,8	0,1		
141	54,6	1,2	24,7	2,8	13,2	51,6	1,8	1,0	0,2	20,7	4,0	4,5	0,2	4,7	6,1	0,2		
142	55,1	2,2	25,2	3,1	12,6	52,9	—	2,0	0,2	19,7	5,5	6,1	0,3	6,4	6,1	0,2		
Szőc																		
161	44,9	0,9	24,1	2,5	25,2	—	43,6	0,8	0,5	18,1	6,0	6,7	0,6	7,3	11,1	0,5		
162	46,7	1,8	22,9	3,1	25,9	4,5	40,5	1,4	0,3	17,9	5,0	5,6	0,4	6,0	8,6	0,3		
163	34,2	27,8	15,2	2,8	17,5	—	9,5	23,2	1,5	—	15,2	16,9	1,8	18,7	13,5	1,5		

umfreien Eisenhydroxids in einer aluminiumhaltigen Lösung eingebaut werden. Enthält aber nur die Lösung bei der Älterung die Aluminium-Ionen, so beträgt die Substitution nur etwa 10 Mol-%; während eine Substitution von mehr als 20 Mol-% durch die simultane Fällung der Hydroxide und deren Älterung erreicht werden kann.

WEFERS und SCHWERTMANN sind miteinander einverstanden, dass sich der Goethit aus dem amorphen Eisenhydroxid über Lösungsphase bildet:



Nach WEFERS entsteht auch der Hämatit durch eine Übergangsphase von Fe(OH)_4^- . Dagegen bildet sich nach SCHWERTMANN der Hämatit aus dem amorphen Eisen(III)-Hydroxid durch eine innere Wasserabscheidung:



Diese letztere Auffassung ist durch die Tatsache befestigt, dass sich in einer konzentrierten Suspension, unter den übrigens gleichen Bedingungen (pH, Temperatur) nur geringe Menge von Goethit bildet. Unserer Meinung nach benötigt der Einbau von AlOOH unbedingt eine verhältnismässig grosse Aluminium-Konzentration der Lösung. In den Bauxitlagerstätten wird zur Zeit gewöhnlich diese Tatsache durch die Anwesenheit von Gibbsit bestätigt. Unter den gezeigten ungarischen Bauxitsorten enthalten die Muster mit grossem Goethit-Gehalt gleichzeitig auch bedeutende Mengen von Gibbsit und der Aluminium-Ersatz ist gleichfalls in den selben Proben der grösste. Dafür spricht weiterhin unsere Beobachtung, wonach oft eine Substitution AlOOH von mehr als 20 Mol-% in den Laterit-Bauxiten mit grossem Gibbsit-Gehalt auch neben den im allgemeinen verhältnismässig geringeren Goethit-Mengen (5–10 Gew.-%) gefunden wurde.

PRÜFUNG DES ERSATZES AN Al_2O_3 IM HÄMATIT DURCH DIE ERHITZUNG DER ALUMOGOETHITE

Durch die Erhitzung von Alumogoethiten können Hämatite gewonnen werden, die eine Substitution von Al_2O_3 enthalten. Deswegen wurden die drei an der Abb. 1. und Tabelle 1. angezeigten Muster im Laufe der derivatographischen Untersuchung mit einem Temperaturanstieg von 10 °C/min bis zu 460 °C bzw. 1200 °C geglüht, und von den geglühten Mustern Röntgen-Diffraktogramme aufgenommen, die in der Abb. 6. und 7. ersichtlich sind. Die Temperatur von 460 °C wurde darum so gross gewählt, weil bei dieser Temperatur die Wasserabgabe sich im wesentlichen beendete.

Aus der Abb. 6. geht hervor, während sich aus dem natürlichen Goethit bis 460 °C geglüht, ein gut kristallisierter Hämatit bildete, bei der Glühung des Alumogoethits und Laterits ein Hämatit von dispersem Charakter entstand, dem originellen Muster ähnlich. Es ist gleichfalls einsinnig feststellbar, dass sich die Reflexionen der aus den aluminiumhaltigen Mustern gebildeten Hämatite von den für Hämatit angegebenen und für den geglühten aluminium-

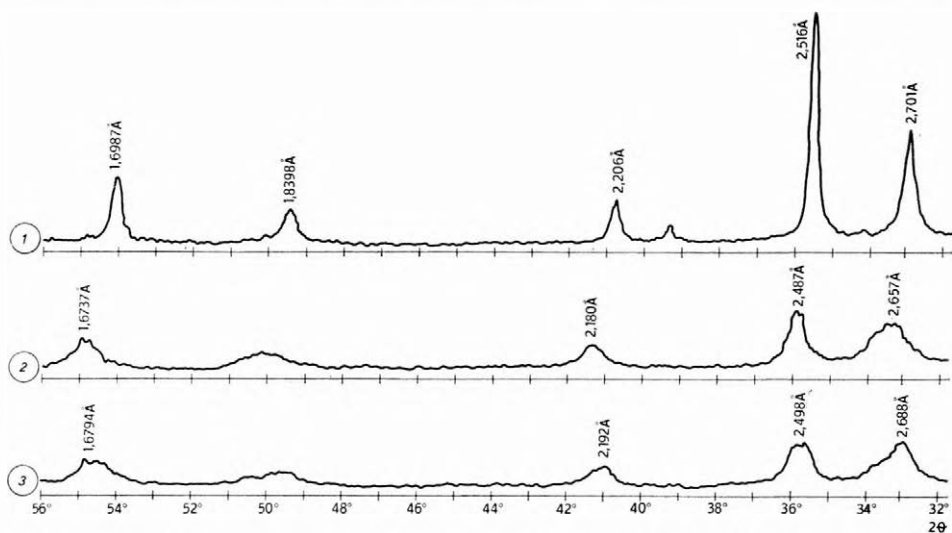


Abb. 6. Diffraktogramme der auf 460 °C geglühten Goethit-Muster (CuK_α Strahlung, Ni Filter)

1. Reiner natürlicher Goethit, 2. synthetischer Alumogoethit, 3. goethitreicher Laterit aus Matoto (Guinea)

freien Goethit gemessenen Angaben bedeutend unterscheiden. Dadurch wurde bewiesen, dass sich ein Alumohämatit gebildet hat.

In der Abb. 7. sind die Diffraktogramme der bis zu 1200 °C geglühten Goethit-Muster und zum Vergleich auch eines natürlichen Hämatits dargestellt. Diese Materialien sind schon alle gut kristallisiert. In diesem Falle kann gleichfalls die Bildung des Alumohämatits gut beobachtet werden. Diese Aufnahmen demonstrieren selbstverständlich nicht, dass der im Goethit-Gitter eingebaute AlOOH-Gehalt auch im Hämatit-Gitter restlos auffindbar wäre, aber die Tatsache der Substitution ist zweifellos. Eine selbständige Phase mit Al₂O₃-Gehalt konnte nicht beobachtet werden, deshalb kann man vermuten, dass der Überschuss des Gehaltes an Al₂O₃ als röntgenamorph anwesend ist. Auf Grund der Glühung von synthetischen Alumogoethit-Mustern zeigten unsere Versuche die maximale Grenze des Ersatzes von Al₂O₃ im Hämatit als 14 Mol-%. Die Mischungslücke kann aus dem Zusammenhang zwischen der Substitution und der Verschiebung von Reflexionen festgestellt werden. Verursacht nämlich die zunehmende Menge von Al₂O₃ keine weitere Verschiebung der Reflexionen, wird die Mischungsgrenze erreicht. Die Glühung der Alumogoethite ist solcherweise zur Bestimmung der Kalibrationskurven, um die Substitution an Al₂O₃ in Alumohämatiten festzustellen, geeignet. Unsere bisherigen Erfahrungen bestätigen, dass die Substitution von Al₂O₃ im Hämatit der Bauxiten im allgemeinen einen Wert von 2–3 Mol-% nicht übersteigt.

Die Röntgenangaben für die geglühten Muster (Abb. 6. und Abb. 7.) sind in der Tabelle 4. zusammengefasst. Es ist zu beachten, dass die Intensitätsverhältnisse der bis zu 460 °C geglühten Muster auf die Anwesenheit des Maghemits hinweisen, weiterhin dass die Verschiebungen der Reflexionen im bis zu 460 °C geglühten Alumogoethit viel grösser sind, als dieselbe nach der Glühung

bis zu 1200 °C. Dies macht es wahrscheinlich, dass die Substitution von Al_2O_3 im Gitter von Maghemit einen viel grösseren Wert, als im Hämatit-Gitter betragen kann.

Die Farbe der Goethite verändert sich dem Einbau von AlOOH entsprechend geringfügig. Dieser Farbenunterschied vergrößert sich bedeutend infolge der Glühung, und besonders weichen an Farbe die bis zu 1200 °C geblühten Muster voneinander ab. Während sich aus den aluminiumfreien Goethiten dunkel-lilafarbige Hämatit bilden, nähert sich die Farbe der geblühten Muster in Abhängigkeit von der zunehmenden AlOOH -Substitution zum Roten.

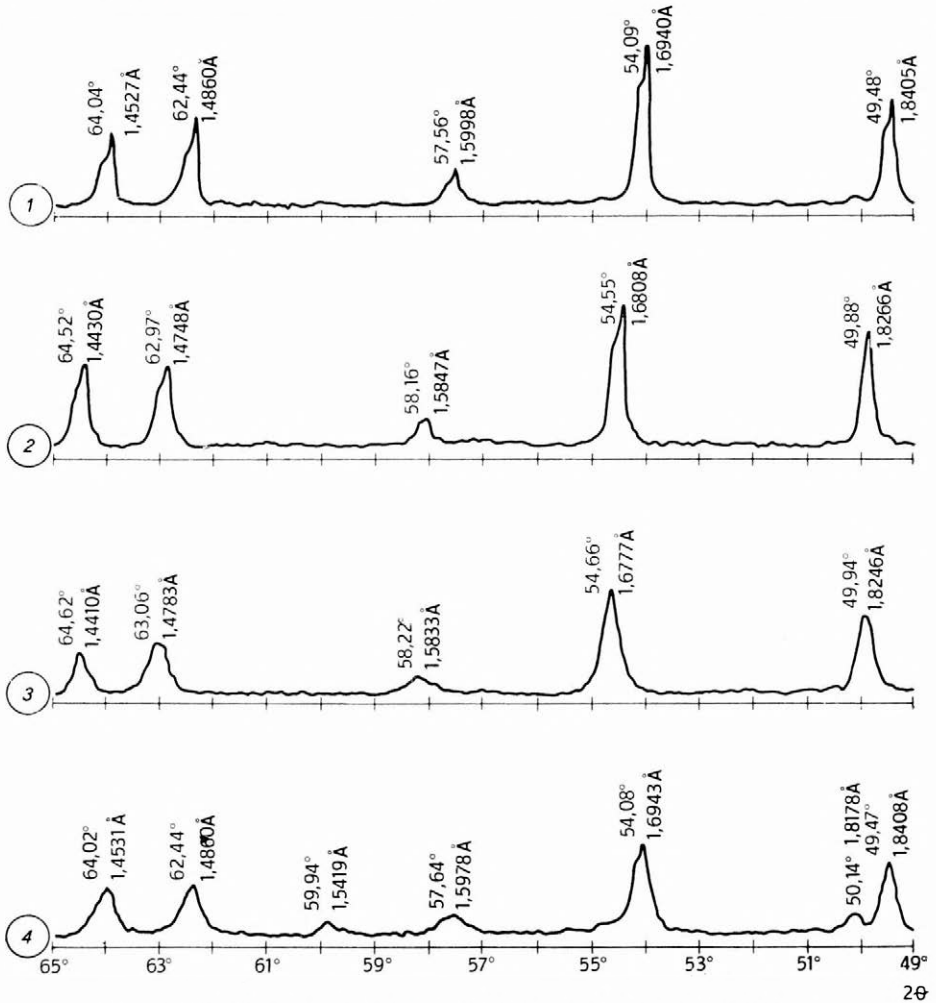


Abb. 7. Diffraktogramme der auf 1200 °C geblühten Goethit-Muster (CuK_α Strahlung, Ni Filter)

1. Reiner natürlicher Goethit, 2. synthetischer Alumogoethit, 3. goethitreicher Laterit aus Matoto (Guinea), 4. reiner natürlicher Hämatit

Tabelle 4.

Die Netzebenenabstände und Intensitätswerte der geglühten Goethit-Muster

hkl	Goethit nat.			Alumogoethit synth.			Laterit von Guinea		
	2 θ°	d(Å)	I	2 θ°	d(Å)	I	2 θ°	d(Å)	I
102	24,14	3,687	8	Glühen bis zu 460 °C (10 °C/min)					
100	33,14	2,701	31	33,70	2,657	12	33,30	2,688	13
110	35,66	2,516	64	36,08	2,487	16	35,92	2,498	12
113	40,88	2,206	12	41,38	2,180	7	41,14	2,192	5
204	49,50	1,840	9						
116	54,10	1,694	18	54,80	1,674	9	54,60	1,679	7
108	57,60	1,599	3						
214	62,52	1,484	8						
300	64,08	1,452	10	64,90	1,435	8			
	Glühen bis zu 1200 °C (10 °C/min.)								
102	24,12	3,687	22	24,30	3,660	22	24,34	3,654	19
100	33,16	2,699	68	33,42	2,679	63	33,48	2,674	50
110	35,63	2,517	68	35,87	2,501	42	35,93	2,497	34
113	40,86	2,207	16	41,17	2,191	16	41,25	2,187	13
204	49,48	1,840	22	49,88	1,827	23	49,94	1,825	15
116	54,08	1,694	32	54,55	1,681	28	54,66	1,678	21
108	57,56	1,600	7	58,16	1,585	5	58,22	1,583	4
214	62,44	1,486	18	62,97	1,475	17	63,06	1,471	11
300	64,04	1,453	15	64,52	1,443	17	64,62	1,441	11
	Hämatit nat.								
102	24,12	3,687	13						
100	33,14	2,701	42						
110	35,63	2,517	28						
113	40,86	2,207	10						
204	49,47	1,841	14						
116	54,08	1,694	18						
108	57,64	1,598	4						
214	62,44	1,486	10						
300	64,02	1,453	10						

Durch ausführliche Untersuchungen kann vielleicht auch die Frage der lilafarbigem Bauxite beantwortet werden, und diese Erscheinung hat gleichfalls grosse Bedeutung in praktischer Hinsicht um den ständigen Farbenton des Anstricherpigment-Bauxitrotes zu sichern. Aus der Farbe der geglühten Muster kann man weiterhin auf den Grad der Substitution von AlOOH bzw. Al_2O_3 Folgerungen ziehen.

Zum Schluss möchte ich meinen Mitarbeitern im Forschungsinstitut für NE-Metalle von Budapest und an der Universität von Veszprém für die erfolgreiche Zusammenarbeit innigst danken. Besonderen Dank spreche ich FRAU DR. K. JÓNÁS (Veszprém) für die Herstellung und Übergabe der Alumogoethitmuster, sowie für die Anfertigung der UR-Spektren aus. Ferner danke ich FRAU DR. M. SAJÓ und HERRN DR. T. KOTSIS für die röntgendiffraktometrischen Aufnahmen. Gleichfalls möchte ich HERRN DR. GY. BÁRDOSSY für seine wertvollen Ratschläge und für die Überlassung des Lateritmusters herzlichen Dank sagen.

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurde durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen der im Goethit-Gitter eingebaute AlOOH -Gehalt von charakteristischen ungarischen Bauxitmustern bestimmt. Es wurde festgestellt, dass sich der Grad der Substitution von AlOOH als Funktion vom zunehmenden Goethit-Gehalt dieser Bauxite steigert, deshalb existiert bei den ungarischen Bauxiten ein quadratischer Zusammenhang zwischen dem Goethit-Gehalt und der im Goethit-Gitter eingebauten Menge von AlOOH . Durch die Glühung von Alumogoethiten wurden aluminiumoxidhaltige Hämatite hergestellt. Als die oberste Grenze der Al_2O_3 Substitution im Hämatit (Mischungslücke) wurde 14 Mol-% gefunden.

Die Farbe der Alumohämatite (die bis zu 1200 °C geglühten Alumogoethite) verändert sich in Abhängigkeit von der steigenden Al_2O_3 Substitution vom Lila zum Rot.

LITERATUR

- BALKAY, B., BÁRDOSSY, GY. 1967: Lateritesedési részfolyamat-vizsgálatok guineai lateriteken. — Földtani Közlöny, 97. Heft. 1. S. 91–110.
- BÁRDOSSY, GY. 1966: A bauxit ásványos összetételének röntgendiffrakciós vizsgálata. — Kohászati Lapok, 99. S. 355–363.
- BÁRDOSSY, GY. 1968: Az Eplény környéki bauxit. — Földtani Közlöny, 98. Heft 3–4. S. 408–426.
- BENESLAWSKY, S. J. 1957: Neue aluminiumhaltige Mineralien in Bauxiten. — Dokl. Akad. Nauk. SSSR 113. S. 1130–1132.
- CAILLÈRE, S., GATINEAU, L., HÉNIN, ST. 1960: Préparation à basse température d'hématite alumineuse. — Compt. rend. Acad. Sci. Séance, 250 S. 3677–3679.
- CAILLÈRE, S. POBEGUIN, TH. 1962: Boehmite et diaspore ferrifères dans une bauxite de Péreille. — Compt. rend. 254. S. 137–139.
- GLEMSEK, O. 1961: Ergebnisse und Probleme von Verbindungen der Systeme Oxyd-Wasser. Angew. Chem. 73. S. 785.
- GLEMSEK, O., RIECH, G. 1958: Zur Bindung des Wassers in den Systemen $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}$ und $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{H}_2\text{O}$. — Z. anorg. allgem. Chem. 297. S. 175.
- JÓNÁS, K. 1968: Szintetikus alumogoethitek előállítása és vizsgálata. — Veszprémi Vegyipari Egyetem, Ált. és Szervetlen Kémia Tanszék. (Bericht)

- SCHWERTMANN, U. 1959: Über die Synthese definierter Eisenoxide unter verschiedenen Bedingungen. — Z. anorg. allgem. Chem. 298. S. 339–348.
- SCHWERTMANN, U. und W. R. FISCHER 1966: Zur Bildung von α -FeOOH und α -Fe₂O₃ aus amorphen Eisen(III)-hydroxid. — Z. anorg. allgem. Chem. 346. S. 137.
- SOLYMÁR, K. und B. KOVÁCS 1969: Bauxitok feltárhatósága és fázisátalakulásai Bayer-feltárásakor. — Fémipari Kut. Int. Közl. IX. (Unter Druck.)
- SOLYMÁR, K. 1968: Ermittlung der Aluminiumoxid-Verluste beim Bayer-Verfahren auf Grund der modernen Phasenanalyse von Bauxit und Rotschlamm. — Vortrag. „50 Jahre Aluminiumoxid in Lauta“ Symposium.
- WEFERS, K. 1966: Zum System Fe₂O₃—H₂O. — Ber. Dtsch. Keram. Ges. 43. S. 677–684, und 703–708.
- WEFERS, K. 1967: Phasenbeziehungen im System Al₂O₃—Fe₂O₃—H₂O. — Erzmetall, 20. S. 13–19. und 71–75.
- WEFERS, K. 1968: Zur chemischen Technologie des Bauxitaufschlusses. Teil II. Untersuchungen im System Na₂O—Al₂O₃—Fe₂O₃—H₂O. — Metall 2. S. 224–228.
- THIEL, R. 1963: Zum System α -FeOOH— α -AlOOH. — Z. anorg. allgem. Chem. 326. S. 70–78.

K. SOLYMÁR
Fémipari Kutató Intézet
Budapest XI.,
Fehérvári út 144.
(Ungarn)

**RAPID AND QUANTITATIVE DETERMINATION OF Al_2O_3
AND SiO_2 CONTENT IN BAUXITES BY NEUTRON ACTIVATION ANALYSIS**

by

F. DUGAIN and J. TATÁR
(France) (Hungary)

In the course of prospecting, production and treatment of bauxite it is often sufficient to know the aluminium and silicon content. The destructive chemical method applied hitherto is tedious and time-consuming. One had to look for a method which could be carried out on the site of work rapidly and without specialists but with an accuracy which conforms to industrial claims.

The activation analysis became well-known at the microanalytical researches. It was presumed in the Hungarian State Roland Eötvös Geophysical Institute that the activation analysis is applicable to the prospecting of mineral raw materials without a decrease of accuracy and with the use of simple tools. An instrument was developed which examines bauxite samples in series without assistant. This device is capable of producing electrical data for the automation of the plant. The Hungarian Aluminium Industry Trust uses this equipment in alumina production and also in bauxite mining. Apart from the aluminium industry it is regularly applied in certain fields of geological research too. The French Péchiney Co. checked the automatic solution and trustworthiness of the method with the Budapest equipment in using partly French bauxite samples, and partly bauxite samples originating from different mines throughout the world. These samples were chemically analysed by the laboratory at Gardanne. The applied, simplified method of the activation analysis was compared in the laboratory at Voreppe with the high-sensitive activation method carried out with the neutron generator. The critical investigations were successful and we hereby wish to convey our thanks to the Péchiney Company.

In this report we should like to review the applied method, the equipment and the results of the critical investigation.

Certain isotopes of neutron-irradiated elements transform to artificial radioactive isotopes. The active product is proportional to the amount of the irradiated isotope. The amount of the examined isotope by activity measurement can be determined by irradiating only one stable isotope. However the mineral raw materials always contain many elements. If these are activated we obtain a radiation originating from a number of active isotopes. In Fig. 1 we show the gamma ray energy spectrum of a bauxite sample activity which was irradiated for a long time.

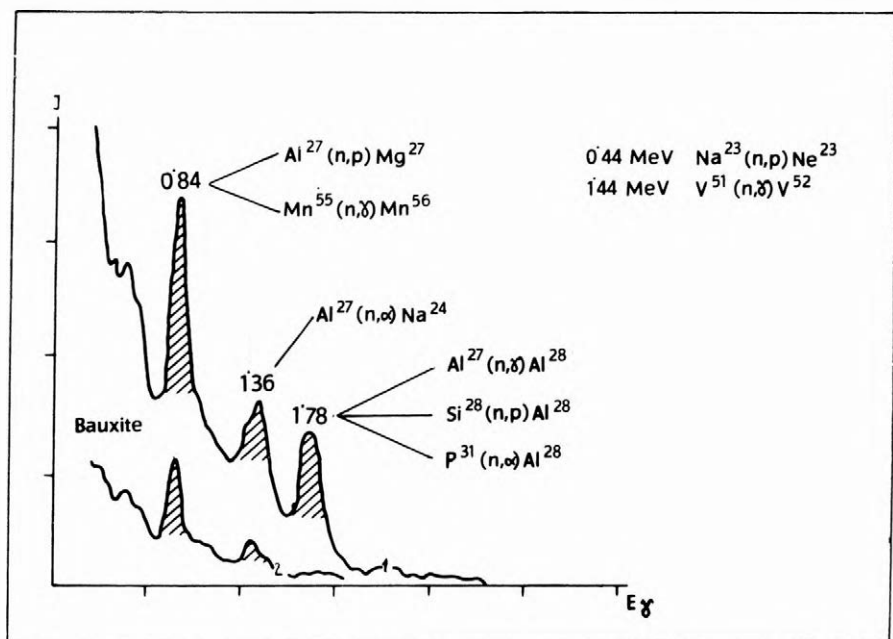


Fig. 1. Gamma energy spectrum of a bauxite sample after long irradiation

The elements are determined from the energy value of the photopeaks and from the change with time of the intensity in the photopeak. These elements play a part in the formation of the total radiation, that is, they are activated. The first spectrum was measured immediately after the irradiation, the second one two hours later, after the decay of the short half life isotopes. We can separate three photopeaks in the spectrum. The peak with the energy of 0,84 MeV is due partly to the 9,5 minute half life magnesium isotope formed from aluminium and partly to the 2,6 hour half life manganese isotope. The long half life component appears also in the later observation, as in the case of the 1,36 MeV photopeak of sodium isotope formed from aluminium. The manganese and sodium appear only after long activation according to their long half lives. The 1,78 MeV photopeak means the aluminium-28 isotope obtained by the activation of three elements. The three elements producing the same active product are aluminium, silicon and phosphor. Their separation proves the most difficult problem in the application of the activation analysis in the bauxite industry. One must note that in the investigation of chemicals sodium and vanadium, are also activated among the bauxite components, but they are not noticeable on the spectrum because of their insignificant amounts.

We have mentioned that the activity of the sodium formed from aluminium and that of manganese is eliminated in the case of short irradiation. Apart from the irradiation time, the same active product forming isotopes may be separated by the adequate selection of the neutron energy applied to irradiation. Different isotopes can capture neutrons of different energies. Fig. 2 shows

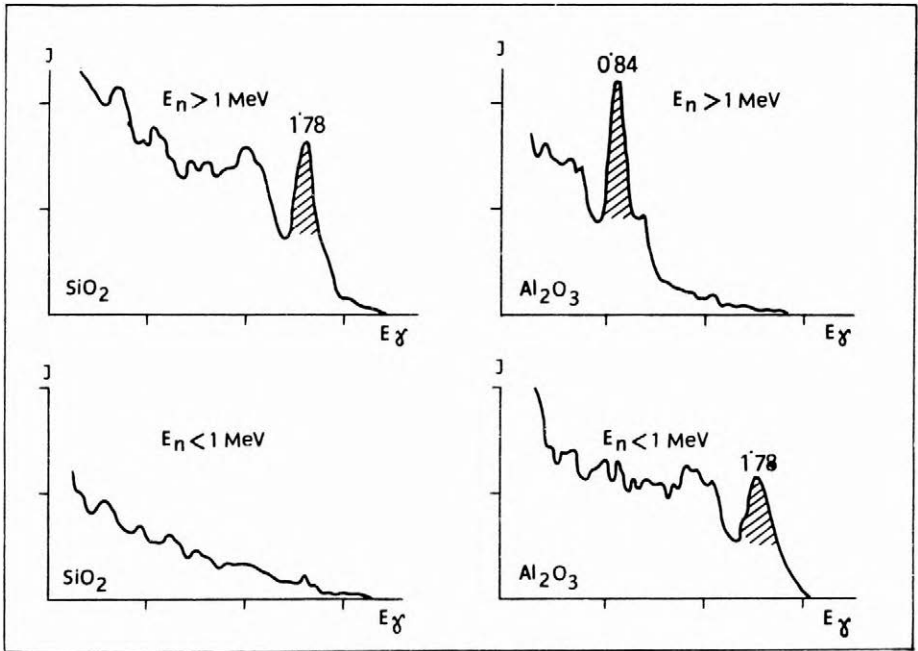


Fig. 2. Gamma energy spectrum of Al_2O_3 and SiO_2 after short irradiation demonstrating the different effects of slow and fast neutrons

spectra obtained when Al_2O_3 and silica were irradiated by slow and fast neutrons. The fast neutrons produce from the silicon the aluminium-28 isotope with the energy of 1,78 MeV, but on the other hand, on the effect of slow neutrons it does not show a characteristic radiation. The fast neutrons produce from aluminium the 0,84 MeV magnesium isotope and the slow neutrons the 1,78 MeV aluminium-28 isotope. In spite of these two elements resulting in the same active product, one can separate their activity by the separation of the energy of the irradiating neutrons.

The selection of the advantageous neutron energy is difficult. The neutron energy spectrum of the applied radioactive neutron sources is continuous from thermal to 10 MeV energy. In the case of their direct application the aluminium and silicon would be activated together. Thus we were able to distinguish the activity of these two elements only by gamma energy measurement and evaluation both requiring great practice. To simplify matters we observe integral beta + gamma radiations using thin-walled Geiger-Müller counters. Instead of the gamma energy measurement we select the slow and fast neutrons in the activation place shown on Fig. 3.

The sample arrives at the axis of the activating unit in the area of the fast neutrons. One of the central terminals of the pneumatic transfer system is covered by a cadmium layer. In this way only very few slow neutrons can reach the sample at this point. The neutron sources fit closely to the cad-

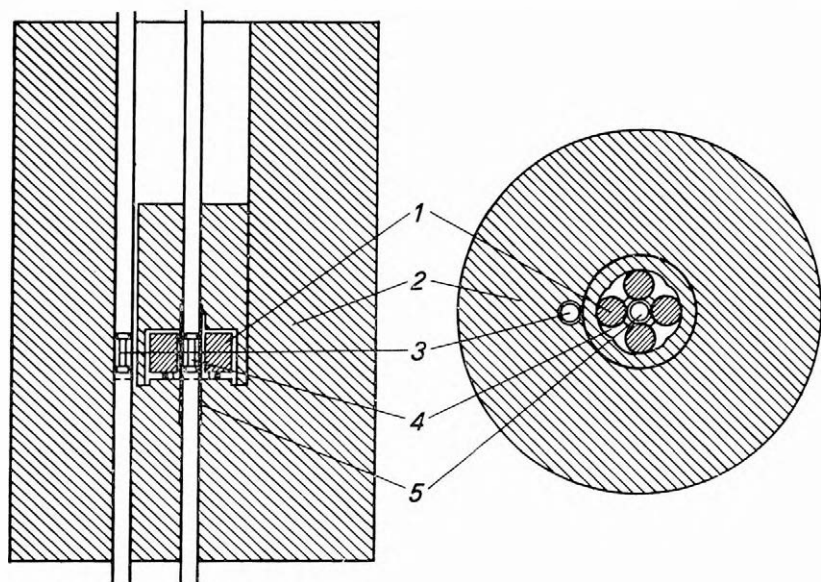


Fig. 3. Activating area of slow and fast neutrons separating the neutron energy of radioactive neutron source

mium lining. We applied four plutonium-beryllium neutron sources of 5 Curies activity in the case of the Budapest control measurements. The total neutron yield is $2 \cdot 10^7$ neutrons/second. The activating unit is fully filled with a moderating medium, parafin, rich in hydrogen. The other terminal of the transfer system is placed at a greater distance from the neutron sources. Here the neutrons can reach the sample only by passing the parafin, colliding with hydrogen atoms, that is, by losing their energy. This terminal is the place of activating with slow neutrons. The activation device developed in this way carries out the selection of neutrons without any exterior intervention, but not fully.

The radiation intensity of the sample activated in the slow neutron area, **A**, originates mainly from aluminium, **a**, but the contribution of silicon, **b**, must be considered too. The activity obtained in the area of fast neutrons, **B** originates for the greater part from silicon and to a smaller degree from aluminium. The connection between the activities and concentrations is:

$$A = a \cdot x + b \cdot y$$

$$B = b \cdot u + a \cdot v$$

Expressing the concentration values:

$$a = P \cdot A - R \cdot B = \text{Al}_2\text{O}_3 \%$$

$$b = S \cdot B - T \cdot A = \text{SiO}_2 \%$$

The coefficients **P**, **R**, **S**, **T** as constants of instrument, are determined from the measuring data of the chemically analysed samples. The calibration samples

used for etalons are prepared in the same way as the examined industrial samples.

The preparation of samples for investigation is simple. A plastic tube is filled with $10 \pm 0,1$ g amount of powdered bauxite. According to the plant experiences the measuring result is not influenced by a weight change of $\pm 0,5$ g because the surplus radiation of the surplus material is compensated by the greater beta absorption of the material which is closed in a tube of the same volume. Similarly, according to the experiences of the alumina industry the measurements are not influenced by the moisture change of 8–15 %.

The samples closed in a plastic tube, which does not activate, are placed in the pneumatic sample transfer system shown on fig. 4., according to the demand of research. The store place can hold 50 or more samples, when necessary. At the instruction of the control system the sample runs from the store place during the first measure-period to a detector for measuring natural radioactivity. In the next cycle it is transported to the fast neutron area and is activated, then the second detector measures the artificial radioactivity, **B** obtained here. During the measuring time only a part of the activity produced by fast neutron activation decays. So before new activation the sample is transported again to the store place where it fully loses its activity. After that the inactive sample arrives at the slow neutron area, then it goes to the third detector determining **A** artificial activity value. According to our research claims, we provided a possibility of letting the samples repeatedly decay and respectively to measure the residual activity at a later time determined by the delay, in the fourth detector. The here measured sample is transported back to the first store place. The first sample then takes its place after the fiftieth sample. Every member of the series passes through this way and then the whole process is repeated.

Naturally the samples simultaneously enter the four detectors which are marked by **D** on the figure, at the same time other two samples enter the activating areas marked by **N**. In the store places, marked by **T** more samples can rest simultaneously. For characterization of the feeding places **A** and branches **V**, we mention that these do not include mechanically moving constituents—thus they differ from the known transfer systems—and therefore the possibility of break-down is minimal. In this way it is possible to carry out repeated surveys of research investigation for days without inspection by the operator.

The design of the transfer system is shown on fig. 5. It is constructed compendiously and the sample may be traced directly and visually. A very simplified dual sys-

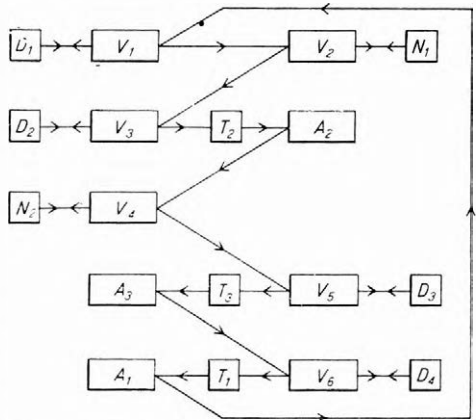


Fig. 4. Block diagram of the four-channel pneumatic sample transfer system for continuous investigation of series of numerous samples

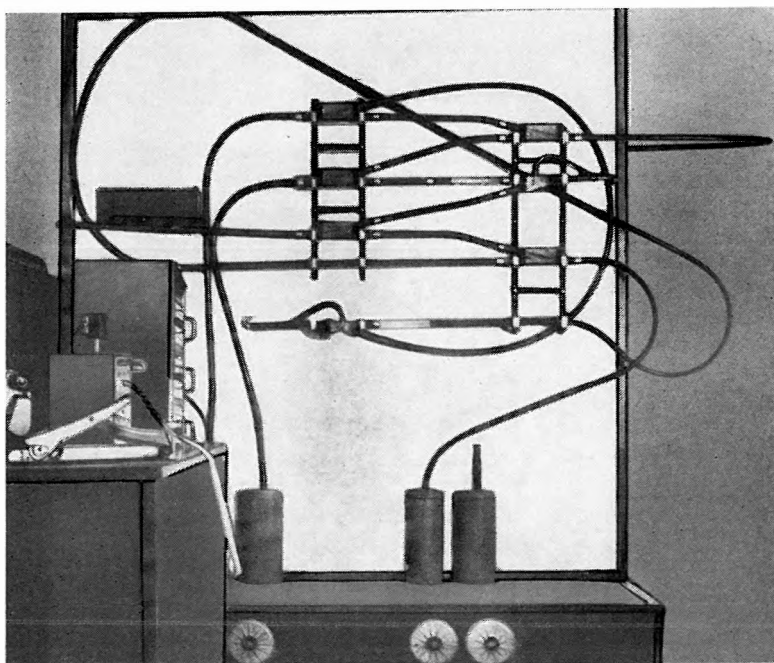


Fig. 5. Four-channel laboratory activation automatic system for research purposes

tem of two channel design is employed for industrial purposes. Two plastic tubes are filled with the same bauxite sample in the laboratory of the bauxite mine for operation of such an instrument.

Both tubes are placed simultaneously in the dual transfer system. According to the block diagram shown on fig. 6 the sample runs from the store place (1) through the branch (2) to the activating place (3), then again through the branch to the detector (4). The industrial equipment is constructed for 10 sample-pairs. The activating areas of slow and fast neutrons activate simultaneously both samples of the same bauxite and the detection of the artificial radioactivity of the two samples also occurs at the same time. This dual solution considerably shortens

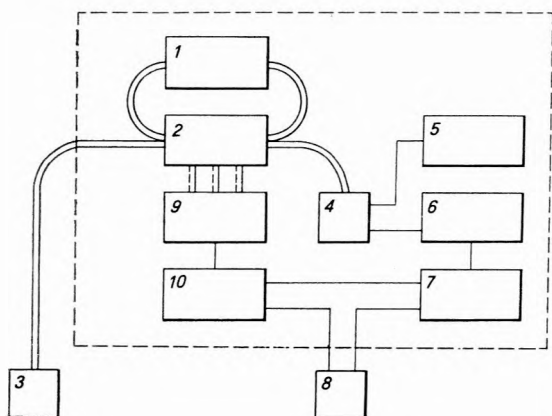


Fig. 6. Block diagram of automatic industrial bauxite analyzer

the time for obtaining information on the measuring results because it gives the values of **A** and **B** at the same time. It is advisable to apply this device at those working places where the results are to be used for technological process control. The activation time of three minutes was set by the Hungarian bauxite mine, which means that aluminium and silicon content values are obtained every three minutes. The time of the measuring period can be further decreased if a higher capacity of neutron source is employed. Namely a greater neutron yield causes a greater artificial activity, that is a smaller statistical error. The results of the scalers (6, 7) are registered by an electrical typewriter or, punch (8) attached to the device. Here too the movement of the samples is insured by a pneumatic pumping-blowing system (9). The automatic operation is provided by electronic control (10).

The type of instrument used in the plant is shown in fig. 7. The desk shaped device, is fully closed, and it is only possible to place in, or remove the sample series on the cover plate. The results of the scalers may also be visually observed for control purposes. The activating area is not visible in the figure, because in the interest of radiation protection it has been placed in an underground bungalow, far from the work place. The results are generally registered in several copies on the electric typewriter, but the data may also be transmitted directly to the control center of the plant.

The experimental equipment includes a printer and a tape punch. Thus several thousands of geological samples are evaluated on a computer. Furthermore an analog digital computer determines the aluminium and silicon content from the **A** and **B** activity values either by manual operation or on-line.

On installation in the bauxite mine the analyzer was operated non-stop for 17 hours and 40 minutes using 10 sample-pairs. We processed 1018 activation data registered by the printer. The results obtained from the mean values of three observations each proved that the standard deviation in the

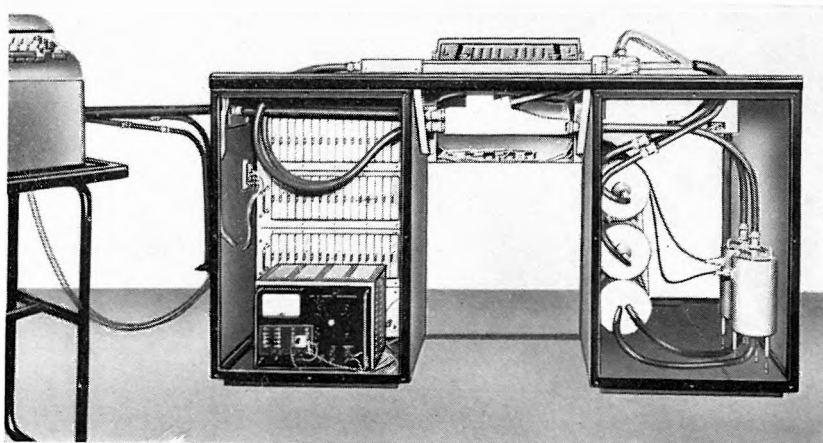


Fig. 7. Type of automatic bauxite analyzer applied in bauxite mine

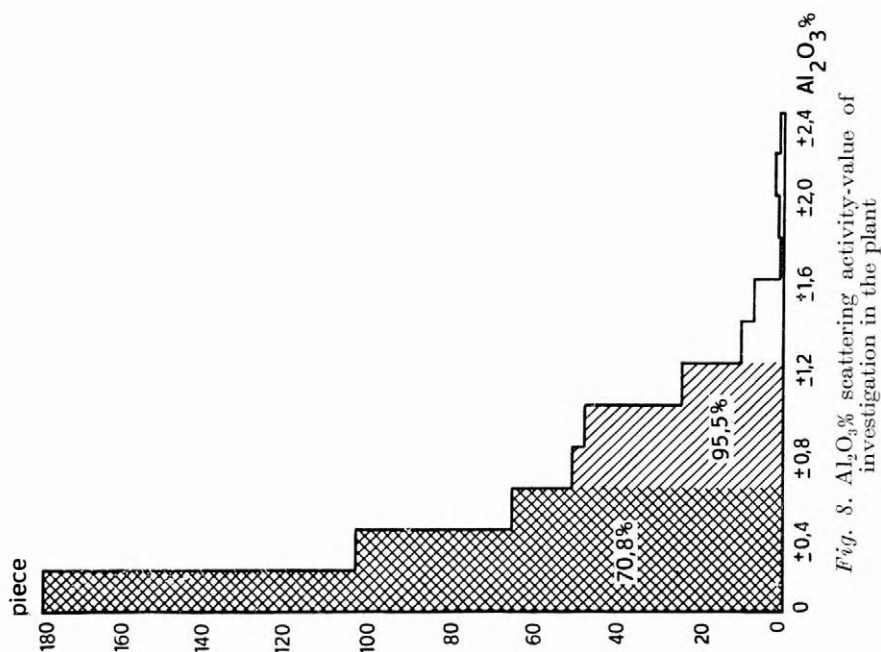


Fig. 8. Al_2O_3 scattering activity-value of investigation in the plant

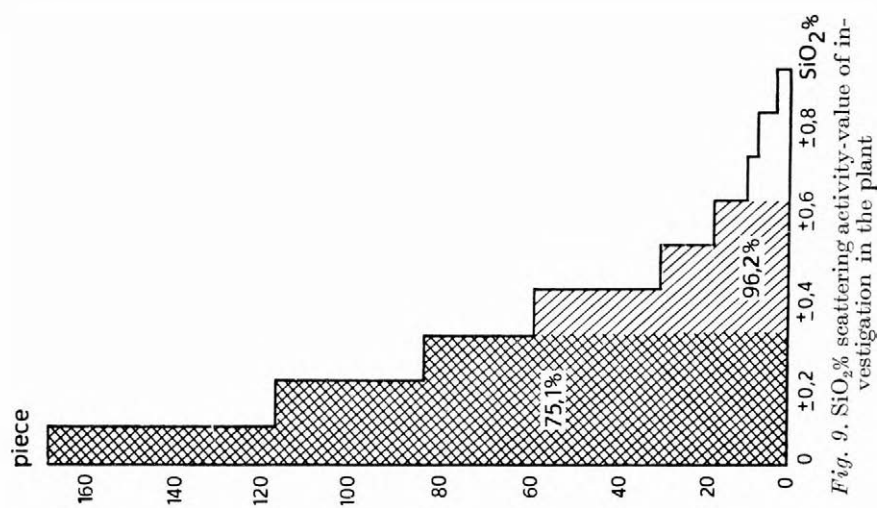


Fig. 9. SiO_2 scattering activity-value of investigation in the plant

observation of the examined samples is less than $\pm 0,6\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3\%$ (fig. 8) and less than $\pm 0,3\%$ $\text{SiO}_2\%$ (fig. 9).

The Péchiney Company performed its critical examination on the Budapest installation. 10 French bauxite etalons were measured where the Al_2O_3 content was between 50–57% and the SiO_2 content between 2–15%. Further, nine bauxite samples originating from different places with Al_2O_3 content of 22–65% and SiO_2 content of 0,4–25% were examined. Two samples of each bauxite were put in tubes and each sample was analysed ten times. The reproduction was calculated from this series on the basis of four analysis per sample. The mean value of scattering was 0,7 for silicon and 1,2 for aluminium. Based on the ten results of the series and calculating the theoretical scattering due to the measurement inaccuracy it may be stated that the measurement was influenced only by the statistical fluctuation of the radiation measurement. Presumably a more intensive neutron source would noticeably decrease this scattering.

The comparison of the results with the chemical results for aluminium is shown on fig. 10. The similarity between the two analytical methods may be called good from the industry's point of view. An exception is sample 11. A significant higher Al_2O_3 content was found by chemical analysis than by activation analysis. A possible, but not proved, explanation for this deviation is the much higher density the of bauxite sample and that the denser grains increase the self-absorption of beta radiation.

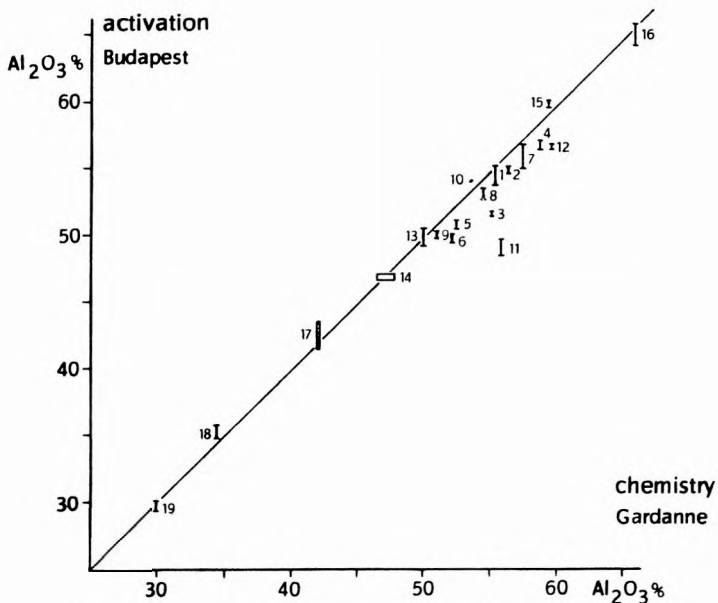


Fig. 10. Al_2O_3 content of the French bauxite samples chemically analysed at Gardanne compared with the results of activation analysis

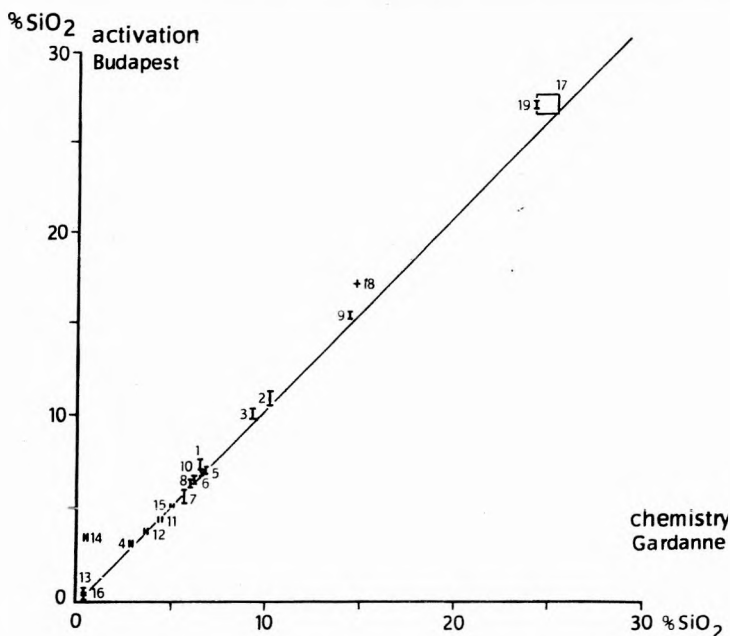


Fig. 11. SiO_2 content of the French bauxite samples chemically analysed at Gardanne compared with the results of activation analysis

The comparison of the data of the silica content obtained by activation analysis and by chemical analysis in the laboratory at Gardanne is shown on fig. 11. In the case of the French bauxite etalons the agreement is perfect. Of the other foreign samples we must treat the fourteenth individually. The activation analysis showed a 3% higher value than did the chemical analysis. The phosphor oxide content of this sample is 7%. As is known the phosphor oxide content of bauxite is generally only 0,1–0,2%. The calibration of the instrument was also carried out with such an average bauxite sample. As we have mentioned, fast neutrons produce the same active product from phosphor as from silicon according to $\text{P}^{31}(\text{n}, \alpha)\text{Al}^{28}$ reaction. It has been shown by the activation of chemicals that the Budapest equipment gives the same activity in the case of 1 g phosphor oxide as 0,4 g SiO_2 . This “phosphor sensitivity” does not disturb the measurement in the case of an average phosphor fluctuation. This high phosphor content appearing here explains the appearance of the higher silica content. In our opinion samples 18 and 19 also show an unpermissibly higher silica content. Here the deviations are 1,9 or 1,5% respectively. It is a pity that a total chemical analysis of these samples is not available, and therefore the effect of the accessory elements is not evaluable.

The investigation regarding the industrial reproduction and the control measurement performed by chemical analysis in the laboratory at Gardanne have both proved that the presumable errors in the nuclear measurements do not disturb the industrial application of the method.

Such errors may originate from :

- electrical and electronic instability
- time measuring uncertainty
- statistical fluctuation of radioactive decay
- instability of geometrical conditions
- absorption differences of sample container tubes
- changes in weight and moisture of samples
- inhomogeneity of sample material
- differences of grain structure and compactness
- changes of background radiation
- natural radioactivity of sample
- change of neutron flux
- changes in the content of well activating microcomponents

The detailed analysis of each error source shows that a part of these error sources may be eliminated or decreased to a great extent by the applied automatic system, and the other part will lose its disturbing effect by repeating the measurements and averaging the results. This method provides data information at such a high speed that there is no difficulty in repeating the measurements several times for practical purposes.

Finally we would mention that the laboratory at Voreppe carried out investigation with the high-sensitive neutron generator on the bauxite samples used for critical control. The results showed a good agreement with the chemical as well as with the Budapest analysis, except in the case of the aluminium content mentioned by sample 11, which did not justify the earlier lower activation value. It is characteristic that not even this highly sensitive method is able to eliminate the effect of phosphorus due to a nuclear reaction, and thus the silica content for sample 14 is also shown to be high and being in good agreement with our figure. Because of the high neutron flux and monoenergetic neutron production the investigation made with the neutron generator is highly sensitive. But a laboratory operating with such a device needs highly

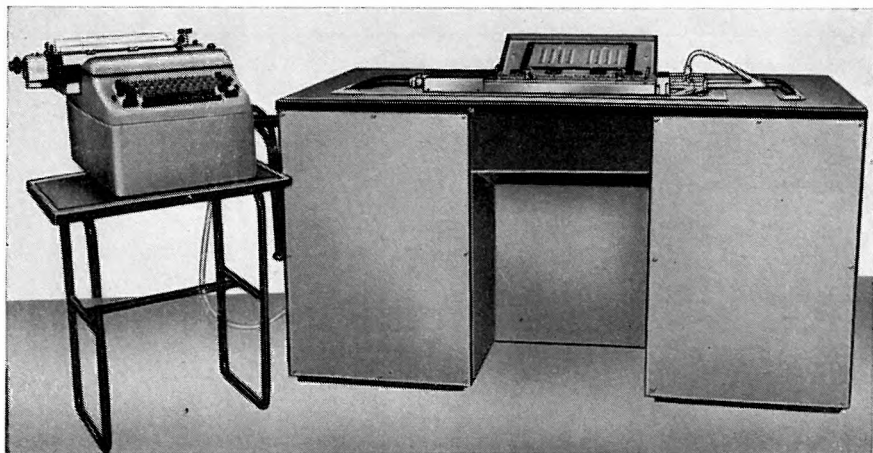


Fig. 12. Installation of an activation analytical laboratory operating with neutron generator

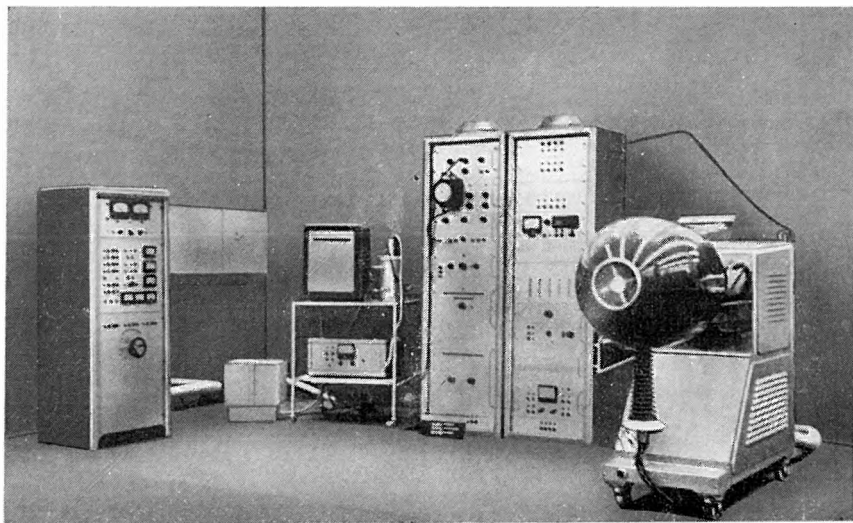


Fig. 13. Type of automatic bauxite analyzer applied in bauxite mine

qualified assistants and expensive instrumentation which is not practical, particularly for industrial purposes. The simplicity of the reviewed neutron activation equipment operating with a radioactive neutron source is obvious if compared with the Hungarian neutron generator laboratory seen on Fig. 12 and 13.

Regarding the use of a neutron generator the laboratory at Voreppe has stated that for speed and simplicity this cannot compete with the closed radioactive neutron source procedure developed in Budapest.

We again wish to thank the collaborators of the research centre of Voreppe for the critical examination of our research work and device construction.

F. DUGAIN

*Compagnie Péchiney
Centre de Recherche de Voreppe
38. Voreppe (Isère)
Boite Postale No. 24.
(France)*

J. TATÁR

*Eötvös Loránd Geofizikai Intézet
Budapest XI., Homonna utca 1.
(Hungary)*

SUR LE MATÉRIAU INITIAL DE LA BAUXITE DES GISEMENTS OCCIDENTAUX DE L'ISTHME DURANCIEN

par

P. DEMANGEON
(France)

Les recherches présentées dans une note antérieure (DEMANGEON 1965) sur la composition minéralogique de certaines bauxites de l'Isthme durancien mettaient en évidence que, dans les gisements du Languedoc et des Alpilles, ces roches contiennent, d'une façon constante, une proportion notable de minéraux lourds de *caractère détritique* et susceptibles d'apporter des précisions sur l'origine du matériau initial dont elles proviennent :

Ces concentrés lourds, ainsi que l'ont confirmé de nouvelles recherches (au total près de 100 séparations ayant permis d'isoler de 0,01 à 1% de minéraux, en moyenne 0,15%) doivent leurs traits essentiels à *la nature des minéraux* (nombreux cristaux de tourmaline foncés à laquelle s'ajoutent zircon, rutile, anatase, disthène, staurotide, accessoirement grenat, épidote et micas), à *leur taille* qui atteint 1000 μ (le centile) établi sur la tourmaline est généralement compris entre 300 et 1000 μ dans le Languedoc, entre 150 et 600 μ dans les Alpilles), à *leur forme* qui est le plus souvent fortement émoussée.

Soulignons que pour les coupes étudiées, une même composition (DEMANGEON 1965) s'observe dans toute l'épaisseur du profil: Il en résulte que la partie inférieure, qui a souvent les caractères d'une véritable argilite ne s'y distingue pas, par son résidu détritique, des niveaux de bauxite proprement dite et semble par suite devoir être considérée comme issue d'un même dépôt initial dont l'évolution chimique n'a pas été uniforme. Des études récentes (COMBES 1966) viennent par des arguments géochimiques confirmer cette idée.

Ces éléments ont nécessairement appartenu à un ensemble détritique dont le quartz est aujourd'hui en grande partie dissous; ce dernier était associé à une phase argileuse qui, dans les régions étudiées ici, doit avoir contribué à la genèse des gisements de bauxite.

ORIGINE DES MINÉRAUX

Ces caractères minéralogiques, qui se retrouvent d'autre part dans les matériaux sableux diffusés depuis longtemps par le Massif Central notamment les dépôts littoraux du Crétacé supérieur de la vallée du Rhône, semblent ainsi désigner l'origine première des éléments identifiés dans la bauxite*. Dès lors pour expliquer la présence de ceux-ci plusieurs interprétations peuvent être envisagées :

1. Entraînement par les courants pendant les périodes de sédimentation marine au cours desquelles les murs calcaires se sont constitués ; ces éléments représenteraient alors une partie de la phase résiduelle laissée par la dissolution du mur comme le veut la théorie éluviale de J. DE LAPPARENT (1930).

2. Remaniement, à l'époque de la formation de la bauxite, de dépôts résiduels issus de roches régionales, suivant un phénomène qui, sous des formes différentes a été imaginé par BONTE (1965), DENIZOT (1961) et DE WEISSE (1964).

3. Transport, à l'époque de la formation de la bauxite d'un matériau allochtone emprunté directement aux formations résiduelles en place qui couvriraient les roches cristallines du Massif Central, conformément aux conceptions de ROCH (1956 et 1959) et ERHART (1956 et 1965).

La première de ces hypothèses est rendue peu vraisemblable par le fait que de semblables minéraux détritiques sont pratiquement absents des roches du mur.

La seconde exige qu'aient pu affleurer à l'Albien des roches susceptibles de fournir les minéraux que l'on trouve dans la bauxite : or dans les Alpilles les formations offertes alors à l'érosion semblent n'avoir pu être constituées que par les calcaires du Crétacé inférieur dont le résidu insoluble détritique est toujours un sable très fin de masse réduite. Ce résidu détritique est souvent dissimulé dans une poudre siliceuse de spicules d'éponges constituant jusqu'à 10% de la roche. Le concentré lourd insignifiant de ce résidu ne contient souvent aucun des minéraux clastiques cités plus haut ; lorsque ceux-ci apparaissent c'est toujours en quantités très faibles, de 10 à plus de 500 fois inférieures à celles qu'on obtient par le calcul en supposant la bauxite issue de l'alumine des calcaires. Il en est de même pour les calcaires du Languedoc, du moins de ceux qui ont été épargnés par l'érosion ; quant aux grès du Trias et du Rhétien, ils ont fait l'objet d'études minéralogiques (MARTIN 1963 et MOURARD 1966) qui révèlent l'absence de staurotide et de disthène et qui ne permettraient pas de les considérer comme un relai possible pour les minéraux des bauxites.

Ces faits semblent donc autoriser à chercher ailleurs la source des minéraux détritiques des bauxites et par suite celle d'une partie au moins de la matière argileuse initiale ; on se trouve ainsi conduit à remonter jusqu'aux surfaces cristallines elles-mêmes du Massif Central, terre longuement émergée du Trias au début du Crétacé, et couverte alors d'un manteau de roches résiduelles. L'existence de celles-ci allait se manifester dès avant l'Albien, à la suite d'une

* Précisons qu'un tel stock minéral ne saurait, dans aucune des régions étudiées ici, être attribué au massif des Maures dont les éléments caractéristiques forment un ensemble nettement différent et dont il est d'ailleurs douteux que le socle cristallin ait, dès l'Albien, été atteint par l'érosion.

rupture d'équilibre, par la diffusion d'alluvions argilo-sableuses — phénomène correspondant à la rhexistasie d'ERHART (1956 et 1967) mais qui pourrait aussi avoir été plus ménagé — et par la forte teneur en fer de la plupart des grès qui se sont constitués à partir de cette époque au SE du Massif Central (sables ocreux d'Apt, grès «taviens» . . .).

TRANSPORT

Les éléments allochtones de la bauxite posent le problème de l'agent de transport: une origine exclusivement éolienne du sédiment générateur a été admise par ROCH (1956, 1959) et, en effet, une contribution de poussières atmosphériques apparaît comme très possible. Cependant la présence de restes d'un stock sableux de calibrage moyen, la composition de celui-ci, l'émousé des grains semblent exiger l'action de l'eau: nous pensons aujourd'hui qu'aucune difficulté sérieuse ne s'oppose à l'existence d'un réseau fluvial qui à l'Albien aurait distribué à la surface de cette partie occidentale de l'Isthme durancien des alluvions argilo-sableuses destinées à contribuer à la formation de la bauxite. Réseau d'autant moins difficile à imaginer qu'il diffère peu de celui qui à l'Eocène répandra des dépôts analogues dans ces mêmes régions continentales rhodaniennes et languedociennes.

Ainsi, comme l'a admis ERHART (1967), ces produits de la destruction du manteau d'altération des roches cristallines auraient été entraînés à la fois vers les fonds marins et sur les surfaces émergées de l'Isthme durancien. Dans les bauxites des gisements de l'Isthme durancien situés à l'Est des Alpilles un semblable insoluble détritique reste, quand il existe, d'importance infime; tout élément symptomatique réel susceptible de servir de marqueur paléogéographique nous a paru, jusqu'à présent, manquer dans ces régions.

La plus grande finesse des insolubles de la bauxite dans les Alpilles pourrait avoir pour cause un plus long trajet ou des pentes affaiblies dans cette partie de l'Isthme durancien.

Au cours de cette période de transport et de mise en place il faut, sans doute, admettre un mélange des alluvions lointaines avec des produits de l'altération des roches régionales dont les teneurs en alumine sont, dans les Alpilles par exemple comprises entre 6 et 15%. Ce sont même ces derniers éléments résiduels qui pour DENIZOT (1961) et BONTE (1965) constituent à eux seuls le dépôt dont proviennent les bauxites.

Les observations de J. DE LAPPARENT (1930) sur la présence dans la bauxite d'éléments étrangers à la roche encaissante tels que débris organiques, fragments de pisolites (ces derniers ayant même parfois été ensuite incorporés dans un pisolite entier) montrent que le dépôt a subi des remaniements et, en outre, que le début de la période de bauxitisation a pu être notablement antérieur à la constitution du gîte définitif.

On doit penser que, sous cette masse perméable, une corrosion du mur a entraîné l'approfondissement du karst, parfois peut-être son apparition, suivant un phénomène qui a été mis initialement en évidence par BONTE (1955) à propos des argiles de décalcification mais dont la réalité a souvent été constatée, depuis, dans les gisements de bauxite (DE WEISSE, 1964; BONTE, 1965; COMBES, 1965).

BIBLIOGRAPHIE

- BÁRDOSY, Gy. 1962; Ann. Ist. Géol. Publ. Hungarici, 49, p. 1017-1026.
- BONTE, A. 1955: 80^e Congrès Soc. Sav. p. 109-116.
- BONTE, A. 1958: 83^e Congrès Soc. Sav. p. 146-165.
- BONTE, A. 1965: C.R. Ac. Sc. Paris, t. 260, p. 5076-5078.
- CAILLEUX, A., TRICART, J. (1959): Initiation à l'étude de sables et galets. — Centre Docum. Univ. Paris.
- COMBES, P. 1965: C.R.S.S.G.F., f. 4, p. 123.
- COMBES, P. 1966: C.R. Acad. Sc. Paris, t. 263, p. 1797.
- COMBES, P. 1967: C.R. Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 29.
- DEMANGEON, P. 1965: C.R. Acad. Sc. Paris, t. 261, p. 2685-2688.
- DENIZOT, G. 1961: Bull. B.R.G.M., n^o 2, p. 35-46.
- ERHART, H. 1956, 1967: La genèse des sols en tant que phénomène géologique. — Masson. Paris.
- ERHART, H. 1965: C.R. Acad. Sc. Paris, t. 261, p. 5568.
- ERHART, H. 1966: C.R. Acad. Sc. Paris, t. 263, p. 1045.
- LAPPARENT, J. DE 1930: Bauxite de la France méridionale. — Mém. Carte géol. France.
- MARTIN, C. 1963: Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures Cévenoles. — Dipl. E.S. Montpellier.
- MOURARD, C. 1966: Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Rhétien dans la région des Causses et des bordures Cévenoles. — Dipl. E. S. Montpellier.
- ROCH, E. 1956: C.R. Acad. Sc. Paris, t. 242, p. 28-47.
- ROCH, E. 1957: C.R. S.S.G.F., p. 144-145.
- ROCH, E. 1959: Ann. Hébert et Haug., 9, 1959, 4. 11-68.
- ROCH, E. 1962: Bull. B.R.G.M. 4, p. 35-39.
- ROCH, E. 1967: Coll. Biogéog. Crétacé-Eocène France mérid. — Trav. Lab. Géoch. Biosphère.
- WEISSE, J. G. DE 1948: Mém. Soc. Vaud. Sc. Nat., 58, 1948.
- WEISSE, J. G. DE 1964: Extrait des Actes du Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxides d'aluminium 1963. — Tome I.

P. DEMANGEON
Université de Montpellier
Faculté des Sciences
Montpellier
Place Eugène Bataillon
(France)

**CONTRIBUTION TO THE STUDY OF GENESIS OF GREEK BAUXITES:
CHEMICAL AND MINERALOGICAL COMPOSITION OF MANDRA II
BAUXITE DEPOSIT**

by

J. PAPASTAMATIOU and Z. MAKSIMOVIĆ
(Greece) (Yugoslavia)

INTRODUCTION

Bauxite deposits in the Mandra Eleusis area near Athens have generally Upper Triassic limestones as a footwall and Cenomanian conglomerates or marly limestones as a hanging-wall. In Dafni, about 15 km south-east of this region, lateritized ultramafic rocks and Ni-Cr-lateritic iron ores have already been reported.

The bauxite deposit Mandra II has Upper Triassic limestone as footwall and Cenomanian marly limestone as hanging-wall. Between the slightly karstified footwall limestone and the bauxite deposit occur clastic sediments up to 5 m thick (fig. 1). The clastic material is composed of green sandstones, which are clayey in the upper parts of the profile and contain intercalations

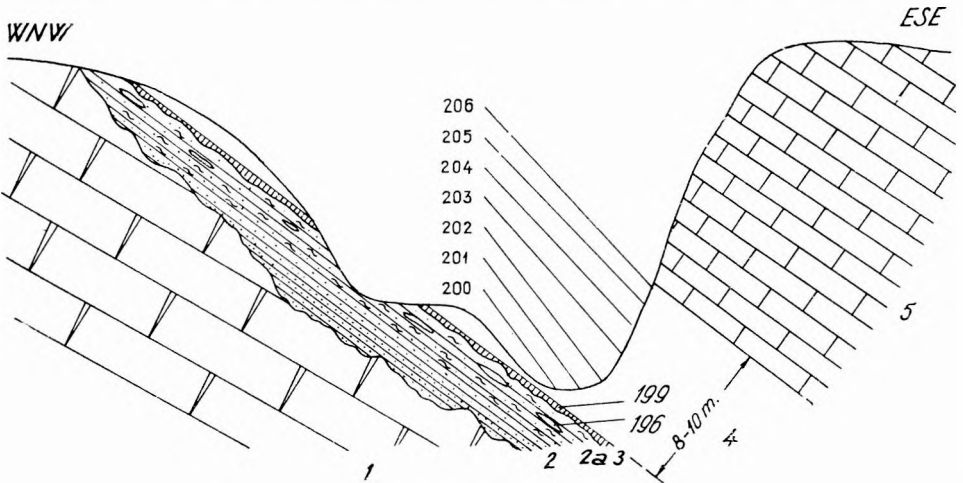


Fig. 1. A section through the Mandra II bauxite deposit

1. Upper Triassic limestone, 2. coarse grained sandstone, 2a. clayey sandstone with intercalations of greenish and red clay, 3. red clay, 4. bauxite, 5. Cenomanian marly limestone. The points of sampling:

No. 196 = greenish clay, No. 199 = red clay, No. 200-206 = bauxite

of greenish and red clays. The major part of clastic sediments underlying bauxite originate in the lateritized ultramafic rocks of the surrounding area. Clastic material begins with a coarse grained sandstone. Investigations of thin sections show more or less rounded pieces of serpentine, radiolarite and quartz and chromite grains. Quartz is mostly of lateritic origin. In two quartz grains, originating probably in the surrounding schists, two gold flakes have been found. Rounded pieces of footwall limestone are generally concentrated in the form of thin, white bands in the dark-green rock. Rhythmic bedding of reddish sandy clay occasionally occurs in the sandstone.

In the upper parts of the profile sandstone is clayey and of an olive-green colour. In places it grades into greenish sandy clay, intercalations being up to 15 cm thick. Red clay, a few decimeter thick overlies the clastic material (fig. 1).

Bauxite is about 8–10 m thick, overlying the red clay and clastic sediments. It is of a chocolate-brown colour and pisolitic texture. Microscopic examinations have revealed the presence of chromite grains.

Table 1.

**Chemical analyses of bauxites and underlying clays
from Mandra II bauxite deposit**

	Greenish clay	Red clay	Bauxites						
	196	199	200	201	202	203	204	205	206
SiO ₂	45,27	35,93	1,62	1,63	1,75	1,48	1,72	2,08	4,12
TiO ₂	0,10	1,15	2,30	2,29	2,15	2,10	2,18	2,30	2,28
Al ₂ O ₃	15,05	16,97	48,44	49,26	49,53	47,58	46,81	48,74	48,71
Fe ₂ O ₃	12,92	23,60	36,53	34,95	35,37	38,65	39,27	35,34	33,14
Cr ₂ O ₃	0,73	0,76	0,32	0,51	0,35	0,26	0,30	0,20	0,28
FeO	0,58	0,62	0,12	0,21	0,14	0,09	0,12	0,07	0,11
MnO	0,11	0,08	0,08	0,03	0,09	0,06	0,10	0,06	0,06
NiO	0,29	0,93	0,15	0,13	0,14	0,11	0,10	0,09	0,09
MgO	5,35	6,25	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr
CaO	0,76	0,54	0,67	0,50	0,33	0,22	0,33	0,22	0,62
Na ₂ O	0,09	0,32	0,05	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,07
K ₂ O	0,31	2,09	0,04	0,05	0,07	0,07	0,08	0,09	0,12
P ₂ O ₅	0,35	n. d.	0,02	0,04	0,06	0,02	0,04	0,06	0,07
CO ₂	0,29	0,40	0,52	0,37	0,18	0,17	0,18	0,17	0,47
H ₂ O ⁺	13,73	8,18	9,25	10,10	9,78	9,20	8,87	10,25	9,68
H ₂ O ⁻	4,50	2,60	0,26	0,28	0,26	0,28	0,26	0,31	0,30
Total	100,43	100,42	100,37	100,42	100,25	100,34	100,42	100,04	100,12

Tr=Trace

For sample No. 196 V. DJORDJEVIĆ analyst. For all other samples D. NIKOLIĆ analyst.

CHEMICAL COMPOSITION

For chemical and mineralogical studies seven bauxite samples of about 2 kg each were collected along a profile in the deposit (fig. 1). For the study of greenish clay (No. 196) and red clay (No. 199), taken from the same profile, the fraction $<0,002$ mm was used.

Chemical and spectrochemical analyses of bauxites and underlying clays are given Table 1 and Table 2. Bauxites are very rich in iron and correspond to a very ferruginous type. The alumina content is correspondingly lower and the relation between Al_2O_3 and Fe_2O_3 is reciprocal (fig. 5). SiO_2 content is very low with apparent increase in the upper part of the deposit. Bauxites are rich in chromium and nickel, which is a distinctive feature of the deposit.

Table 2.

Spectrochemical analyses of bauxites and underlying clays from Mandra II bauxite deposit
(All values, except those for mercury, are given in ppm)

	s (ppm)	196	199	200	201	202	203	204	205	206
Ga	1	2	9	26	24	26	26	30	35	35
Cr	1	5000	10 000	2200	3500	2500	1800	2000	2500	2500
V	5	44	120	500	500	470	560	600	500	450
Mo	1	*	4	5	6	6	5	7	6	4,5
Li	0,3	3,5	21	1,3	1,3	1,3	1,6	1,3	1,3	3,5
Ni	1	3200	7 000	1200	1050	1150	900	800	750	750
Co	1	85	220	58	68	68	45	38	62	52
Cu	1	21	18	10	16	12	37	45	32	45
Sc	10	14	16	12	15	12	10	10	15	10
Zr	10	23	140	500	500	450	680	600	820	600
Y	10	*	380	32	32	30	32	30	32	22
La	15	*	*	15	32	20	25	32	32	32
Sr	5	38	18	44	64	56	32	32	26	32
Pb	5	*	120	56	100	120	74	45	48	65
Ba	5	55	115	24	*	5	13	55	100	13
Rb	10	*	75	*	*	*	*	*	*	*
U		3,7	12	9,3	15,1	22,2	20,1	19,9	20,0	13,2
Th		6,6	20,8	49,0	41,5	47,9	33,4	61,2	47,5	43,6
Hg	5 ppb	45	30	13	10	26	23	20	16	13

s = sensitivity with spectrographic method employed.

An asterisk (*) indicates that the element is present in amounts less than the sensitivity.

U and Th were determined by gamma-spectrometer.

Mercury was determined by an UV atomic absorption spectrophotometer.

Z. MAKSIMOVIĆ analyst.

Distribution of trace elements in this profile was discussed elsewhere MAKSIMOVIĆ and PAPASTAMATIOU, 1967. However, we must point out the enrichment of Co, Cr and Ni with depth, particularly in the red clay below bauxite (Table 2; fig. 5). Some other trace elements show slight enrichment in the opposite direction. Alkalis (Na, K, Li, Rb) are mostly concentrated in the red clay. In bauxite their content is low, with slight increase in the upper portion of the deposit. Uranium shows a depletion in the extreme parts, while thorium content oscillates irregularly throughout the deposit (fig. 5).

With respect to the chemical and mineralogical composition of bauxite and underlying sediments in the Mandra II deposit, the role of lateritized ultramafic rocks as a source material has already been pointed out (MAKSIMOVIĆ et PAPASTAMATIOU, 1967). The same conclusion has been made on the basis of chemical evidence (ARONIS, 1954; PAPASTAMATIOU, 1963, 1965; DE WEISSE, 1967) and mineralogical data for bauxite deposits in the Parnass-Kiona Mountains (BÁRDOSSY and MACK, 1967).

The greenish clay, intercalated in clayey sandstone, macroscopically resembles the nontronite from the fossil Ni-laterites in Goleš Mt., Yugoslavia. Its chemical composition is similar to the composition of some clayey products of weathering of mafic and ultramafic rocks.

The composition of the red clay No. 199, which occurs below bauxite, is comparable with material from Ni-laterites in Yugoslavia (Table 3).

The red clay contains more K_2O , V, Y, Pb, U and Th than Ni-laterites, indicating a contribution of other source material beside ultramafics. The same conclusion comes from the comparison of chemical composition of the Mandra II bauxites and Ni-laterites. The weathering of ultramafic rocks leads to an increase in Al and Fe, which is the highest in the uppermost zone of the crust

Table 3.

The abundances of some constituents in bauxites and the red clay from Mandra II deposit and in Ni-laterites from Goleš Mt., Yugoslavia

	N	in %							in ppm					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	NiO	K ₂ O	V	Co	Zr	Y	Pb	U
Bauxites from Mandra II	7	2.06	2.23	48.44	36.18	0.31	0.11	0.07	511	56	593	30	72	17.1
Red clay, No. 199	1	35.93	1.15	16.97	23.60	0.76	0.93	2.09	120	220	140	380	120	12
Ni-laterites Goleš Mt.**	10	30.13	0.57	10.59	40.44	0.63	0.39	0.52	17	116	147	14	9	+

N = Number of analyses.

+ = Below sensitivity of the method employed.

** MAKSIMOVIĆ, 1966. Major constituents: goethite, halloysite, quartz; minor constituents: kaolinite, hematite, chromite.

of weathering. The enrichment of alumina ranges commonly between 8,0 and 14,0% Al_2O_3 (MAKSIMOVIC, 1968). From this reason, ultramafic laterites can contribute only a small portion of Al_2O_3 to the bauxite formation. On the other hand, these rocks are a very rich source of iron, chromium and nickel.

In Table 3 are presented the abundances of some elements in bauxites and the red clay from the Mandra deposit and also in the red clayey material from the top (goethite) zone of Ni-laterites in Goleš Mt., Yugoslavia. In the latter locality a complete profile of the weathering crust on ultramafic rocks has been conserved, its thickness ranging from 30 to 60 m (MAKSIMOVIC, 1966). The crust was formed during the same period as the ultramafic laterites in Greece and possibly under similar climatic conditions. If the fine grained aluminous and ferruginous material from the uppermost part of lateritized ultramafic rocks took part in the formation of bauxites in Mandra II deposit, then it seems probable, according to the Table 3, that only about 1/4 to 1/5 of the bauxites from this deposit is of ultramafic origin. Taking into account that ophiolitic complexes in Greece comprise also the rocks of gabbroic composition, which are rich in Al_2O_3 , it is possible that the proportion of material of ophiolitic origin in Mandra bauxites is higher. The rest of material came from other sources, most of it probably from the surrounding lateritized schists. The proportion of the material of ultramafic origin in clastic sediments below bauxite is evidently higher.

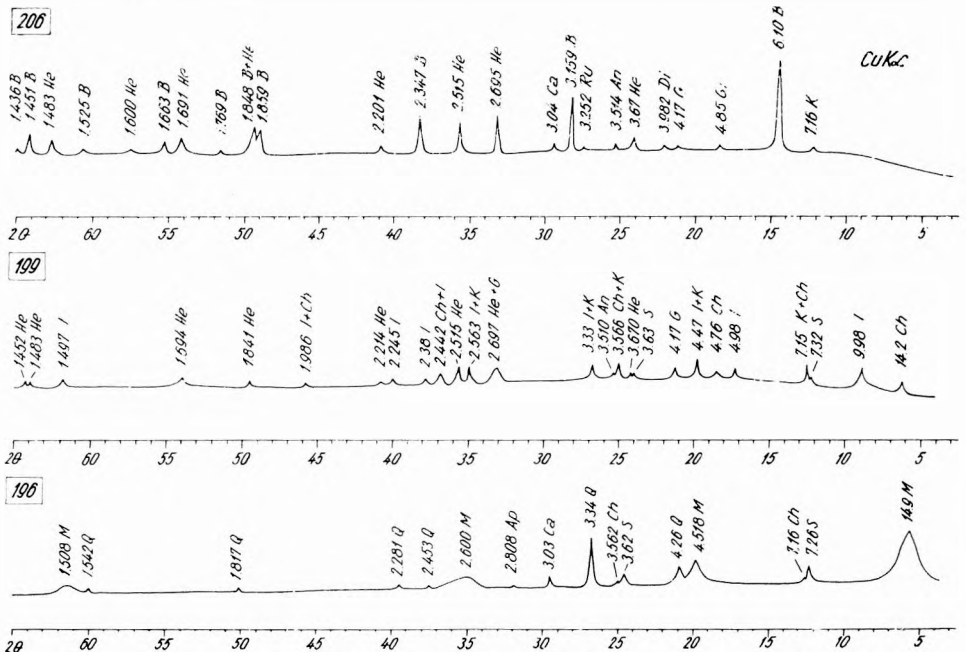


Fig. 2. Smoothed powder diffraction patterns for greenish clay (No. 196), red clay (No. 199) and bauxite (No. 206) from Mandra II deposit

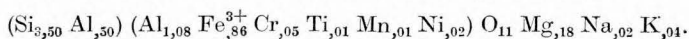
M = montmorillonite, S = serpentine, Ch = chlorite, Q = quartz, Ap = apatite, Ca = calcite, I = illite, K = kaolinite, G = goethite, He = hematite, B = boehmite, Di = diaspore, Gi = gibbsite, An = anatase, Ru = rutile

In spite of the presence of ultramafic material, which is extremely poor in uranium, the average uranium content in Mandra bauxite (17.1 ppm) is very high, compared with the content of this element in karstic bauxites of Yugoslavia and other mediterranean regions. The clastic substratum has a low uranium content, between 0 and 3.7 ppm U, owing to the predominance of lateritization products of ultramafic rocks. Other surrounding rocks, the main source of alumina, were responsible for the high uranium content.

MINERALOGICAL COMPOSITION

Samples of bauxites and underlying clays were examined by means of X-ray diffraction studies and by differential thermal and thermogravimetric analyses.

Greenish clay No. 196. According to the X-ray diffraction pattern (fig. 2), DTA and TGA curves (fig. 3), as well as chemical analysis, this clay corresponds to a montmorillonite mineral with some impurities: serpentine and chlorite (~10%), quartz (~2%), calcite (0,7%), and apatite (0,7%). When treated with glycerol, 001 reflection moved to 17,8 Å and a weak one appeared at 14,2 Å. After the subtraction of impurities, the following formula of montmorillonite was calculated on the basis of 11 oxygen atoms:



According to the formula the clay corresponds to a ferri-ferrous beidellite or nontronite (ROSS and HENDRICKS, 1945). This mineral is an important constituent of the lateritized ultramafic rocks in Ural (GINZBURG, 1946), Nouvelle Calédonie (CAILLÈRE, 1965) and Yugoslavia (MAKSIMOVIĆ, 1966). After redeposition from the Ni-laterites ferri-ferrous beidellite was not changed due to the basic environment of clastic sediments rich in CaCO_3 .

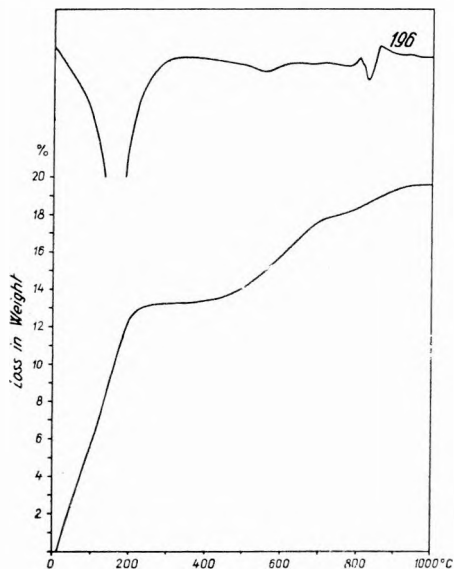


Fig. 3. Differential thermal and thermogravimetric curves of greenish clay No. 196

Red clay No. 199. X-ray diffraction (fig. 2) and thermal investigations (fig. 4) have revealed a complex mineralogical composition of this clay. On the basis of chemical analysis and mineralogical studies the following mineralogical composition of the red clay is obtained:

illite	30,5 %
chlorite	22,5 %
kaolinite	21,0 %
goethite	8,0 %
anatase	1,0 %
Ni-serpentine	1,5 %
calcite	0,9 %
	<hr/>
	99,4 %

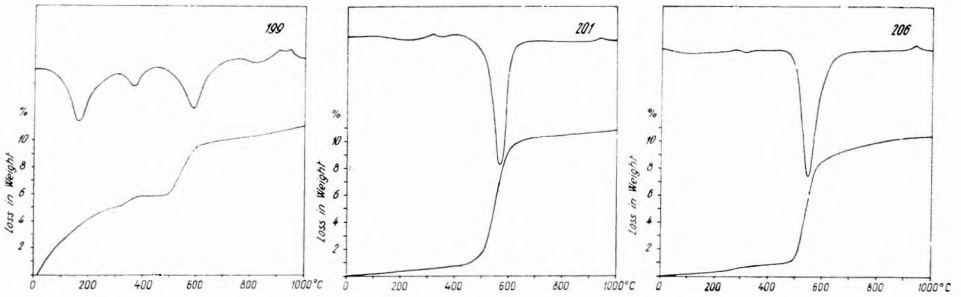


Fig. 4. Differential thermal and thermogravimetric curves of the red clay No.199 and two typical bauxite samples (No. 201 and No. 206)

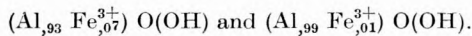
Illite, as a most abundant mineral, probably originates from the surrounding schists, which were the major source of alumina. Chlorite and serpentine came evidently from the lateritized ophiolitic rocks. It seems probable that the small amount of serpentine, with reflexions of 7,26 Å and 3,63 Å, is responsible for the high nickel content of the red clay.

The mineralogical study of the red clay specimen, which occurs as rhythmic layering in the sandstone, has shown the predominance of a montmorillonite, with some serpentine, goethite, hematite, quartz and calcite.

It seems evident that the mineralogy of the clayey materials in the clastic sediments was influenced by the origin of the clay fraction coming from two different sources: from laterites of ultramafic origin and from lateritized schists. It may also be indicative of the origin of material which contributed to the formation of the Mandra II bauxite deposit.

Mineralogical composition of the bauxites. A typical X-ray diffraction pattern of bauxite from this locality is given in fig. 2. In fig. 4 DTA and TGA curves of two bauxite samples are shown. On the basis of chemical analyses and the X-ray and thermal studies, the mineralogical composition of Mandra bauxites is obtained and presented in Table 4.

Boehmite is the most abundant constituent. In most of the samples this mineral is ferriferous, its calculated formula varying between



Hematite is very abundant. Its distribution through the profile is quite reciprocal to that of boehmite. This reciprocity is more pronounced than in the case of Al_2O_3 and Fe_2O_3 (fig. 5).

Diaspore shows a maximum of 12% in the middle of the bauxite layer.

The **kaolinite** content is low but shows slight enrichment in the upper part of the deposit.

The **gibbsite** content also increases in the same direction, the mineral not being detected in the lower part of the deposit. Gibbsite is of secondary origin, filling the fissures in bauxites. The highest content of this mineral

Table 4.

**Mineralogical composition of bauxites from a section through
Mandra II deposit (in %)**

Minerals	200	201	202	203	204	205	206
Boehmite	50.2	59.0	56.2	42.0	46.6	56.0	49.0
Diaspore	6.0	3.6	5.0	12.0	6.0	4.0	3.0
Gibbsite	—	—	—	0.7	0.8	1.0	1.4
Kaolinite	3.5	3.5	3.7	3.2	3.7	4.5	9.0
Hematite	34.3	27.6	30.0	38.6	38.6	30.0	32.2
Goethite	1.7	1.9	1.5	—	0.6	0.7	1.0
Anatase	1.4	1.6	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4
Rutile	0.9	0.7	0.6	0.7	0.9	0.9	0.9
Chromite	0.4	0.6	0.4	0.3	0.4	0.2	0.3
Calcite	1.2	0.8	0.4	0.4	0.4	0.4	1.0
Adsorbed water	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3
Other minerals	0.2	0.4	0.5	0.4	0.5	0.6	0.5
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

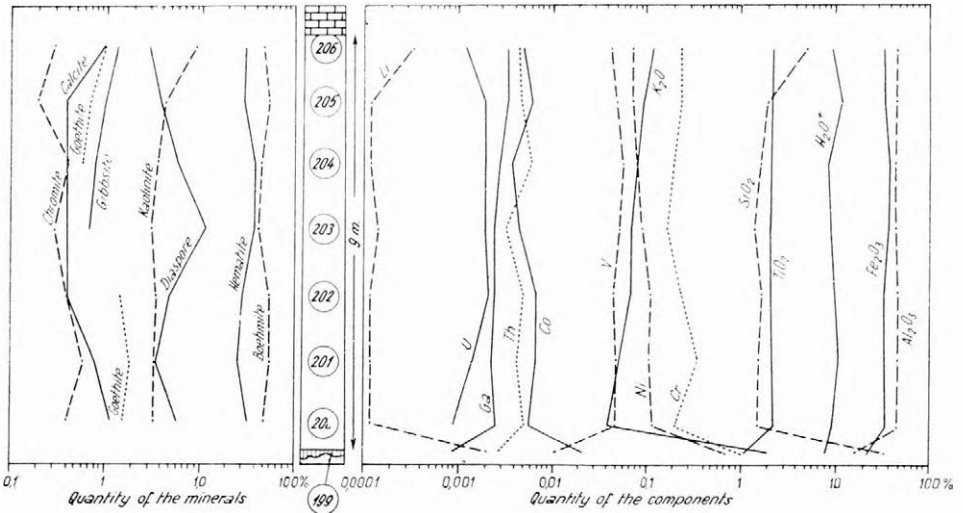


Fig. 5. Variations of chemical and mineralogical composition in Mandra II bauxites. (Red clay No. 199 is included in chemical variations.)

occurs in the uppermost part of the deposit, in partly decoloured bauxite, where the alkali content is the highest. The abrasion pH of bauxite in this part of the deposit ranges between 7,6 to 7,8. It is possible that under these conditions gibbsite was formed at the expense of kaolinite.

Goethite content is low showing a minimum in the middle part of the deposit.

Chromite and chromium spinel were determined by means of optical methods. The chromite content, calculated on the basis of chemical analysis, varies irregularly through the profile, with slight increase toward the lower part of the deposit.

Distribution of anatase and rutile is rather uniform throughout the profile.

On differential thermal curves all bauxite samples have a small exothermic peak at 285–330 °C, indicating a small amount of organic matter, which burns off in this region.

DISCUSSION

The chemical and mineralogical composition of clastic sediments and bauxites in the Mandra II deposit strongly prove the role which lateritized ultramafic rocks played in their formation. Some minerals of ultramafic rocks and products of their lateritization, like chromite, serpentine, chlorite, ferri-ferrous beidellite, goethite, are still preserved in the clastic sediments below the bauxite horizon. The high Cr, Ni, Co and Fe contents in the bauxite and the presence of chromite grains, show that the material of ultramafic origin has also been distributed in the finer fraction above the psammitic material.

The red clay, which forms a thin layer below bauxite and also occurs as rhythmic layering in sandstone, is indicative of the origin of material which contributed to the formation of Mandra bauxites. This clay is essentially composed of minerals coming from the surrounding lateritized ultramafic rocks and lateritized schists. For this reason, its chemical composition is very unusual, with high Mg, Cr, Ni, Co contents, as well as high K, Li, Rb, Y, Pb, U and Th contents.

Lateritized ultramafic rocks have contributed a minor part of Al_2O_3 to Mandra bauxites. It is possible that only about 1/4 of the deposit originated in these rocks. The essential source of alumina were probably the lateritized schists. The abundance of illite in the red clay below bauxite supports this assumption.

Due to the contribution of material from rocks of a contrasting chemical composition, the abundance of trace elements in bauxite is also contradictory. In spite of the dilution with material of ultramafic origin very poor in uranium and thorium, but rich in chromium, nickel and cobalt, Mandra II bauxites have a very high uranium content, with the average 17,1 ppm U. The average thorium content of 46,3 ppm is near the average value for the red karstic Yugoslav bauxites. For this reason, Th/U ratio in Mandra bauxites is much lower than this ratio in Yugoslav bauxites (Table 5). It is also lower than in terra rossa on footwall limestone in the Mandra area. The main source of uranium and thorium were probably the surrounding schists, which are rich

Table 5.

**Uranium and thorium contents and Th/U ratio in bauxites
and some genetically related rocks (in ppm)**

Rock type	N	U	Th	Th/U
Mandra II bauxites	7	17.1	46.3	2.7
Schists of Athens	3	3.2	8.7	2.7
Terra rossa on footwall limestone	2	4.1	16.3	4.0
Yugoslav red bauxites*	82	7.0	43.0	6.1
Schists and claystones (VINOGRADOV, 1962)	—	3.2	11.0	3.4
Ultramafic rocks (VINOGRADOV, 1962)	—	0.003	0.005	1.7

N = Number of analyses.

* S. PAVLOVIĆ et M. PROTIĆ (1963), Z. MAKSIMOVIĆ (1968), S. GOJKOVIĆ (1969).

in both elements (Table 5). It is interesting to note that the Th/U ratio in bauxites is the same as in the analyzed schists from a wider Mandra area. This coincidence may be accidental, but it may also indicate the possibility that most of uranium and thorium in bauxites has been concentrated in resistant minerals from the schists. A decrease in the uranium content in the lower part of the bauxite deposit is due to the larger proportion of material of ultramafic origin. Slight decrease of this element in the uppermost part of the profile is probably due to leaching (fig. 5).

The enrichment of nickel in the lowest part of the deposit was observed not only in Mandra bauxites, but also in all bauxite deposits in Greece investigated so far (PAPASTAMATIOU and MAKSIMOVIĆ, unpublished data). Nickel is a rather stable element in weathering solutions and a good indicator of descending processes, especially in the presence of a neutralizing barrier. The concentration of nickel downward in Greek bauxites could take place (a) during the lateritization of bauxitic material, collected in karst depression and (b) during the exposure of bauxite deposit to recent weathering. The fact that some deeply buried and steeply inclined bauxite deposits exhibit concentration of nickel toward the basis of the deposit strongly suggests the influence of lateritic processes during bauxite formation.

On the other hand, the recent weathering of exposed bauxite deposit could provoke the same redistribution of nickel. Under favorable conditions, from the acid solutions (pH < 4) produced in bauxites by the oxydation of iron sulfides, at the contact with footwall limestone mineral *takovite* (hydrous nickel aluminate) could be formed (MAKSIMOVIĆ, 1957, 1968). This mineral was found in the Fteria 1 bauxite deposit in Greece (BÁRDOSSY and MACK, 1967) and its occurrence is highly probable in some other bauxite deposits in this country. In some cases, like in Marmara bauxite deposit in Greece (DE WEISSE, 1967), nickel could be concentrated at the contact with the footwall limestone in the form of a Ni-bearing chlorite (MAKSIMOVIĆ, unpublished results). In Mandra II deposit nickel is enriched in the red clay below bauxite deposit probably in the form of a Ni-bearing serpentine.

GENETICAL CONCLUSION

The Mandra II bauxite deposit represents a typical "near contact type" of karstic bauxites, as described by BUSHINSKY (1963). It has been formed in a depression on karstified Upper Triassic limestones, near their contact with silicate rocks, which were the main source of alumina and iron. The fact that clastic sediments, mostly composed of material of lateritic origin, underlie the bauxite horizon, makes some genetical conclusions possible.

The weathering products of surrounding laterites were transported by running waters and redeposited in a karstic depression. During this process a sorting of material took place with sands occupying lower and the clay fraction the upper parts of the depression. It is very probable that the initial bauxitic material was accumulated in the form of colloidal suspension, which had a rather argilic composition.

An example of this kind is demonstrated in the deposit of red-brown clay near Ukrina in Bosnia (MAKSIMOVIĆ, 1969). In this locality, on Upper Triassic limestones a karstic form of about 250 m in diameter has been filled with argilic products of weathering of ultramafic rocks, diabases and limestones. These silicate rocks are in immediate proximity of the deposit. Thickness of clayey material in the central part of the deposit is about 14 m. Mineralogical composition of the red-brown clays is heterogeneous both vertically and laterally. Some rhythmic changes of mineralogical composition are recognized with depth, with predominance either of nontronite with some chlorite and goethite, or kaolinite and hematite with some illite and halloysite. It is interesting to note a similar mineralogical composition between the red-brown clay deposit in Bosnia and the clays in the clastic materials below bauxite in the Mandra deposit. The similarity is exhibited also in the average trace element abundances between Mandra bauxites and the red-brown clays from the Ukrina deposit. It is quite possible, therefore, that in its evolution the Mandra bauxite deposit has passed a stage corresponding to that in which the red-brown clay deposit in Bosnia was formed.

Desilicification of argilic material, accumulated in the karstic depression in Mandra locality, took place under favorable climatic conditions and progressed from top downward, like, in lateritic processes. This process can be traced in the distribution of nickel concentrated in the lowest part of the deposit.

Resilicification of the uppermost parts of the bauxite deposits took place after the formation of bauxites. This process may be explained by the precipitation of silica from the waters percolating bauxites and by the reaction with aluminium hydroxides to give neokaolinite, as described by BENESLAVSKY (1963). Under convenient pH conditions in the uppermost part of the deposit gibbsite was formed probably at the expense of kaolinite.

REFERENCES

- ARONIS, G. 1954: Geographical distribution, geological placing and aspects on the genesis of the Greek bauxite. — Bull. of the Geol. Soc. of Greece, II. 55–79.
- BÁRDOSY, GY., MACK, E. 1967: Zur Kenntnis der Bauxite des Parnass-Kiona Gebirges. — Mineralium Deposita 2, 334–348.

- BENESLAVSKIJ, S. I. 1963: Mineralogija boksitov. — Gosgeoltehzdat, Moskva.
- BUSHINSKY, G. I. 1964: Types of karst bauxite deposits and their genesis. Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium. — Zagreb X. 1-3, 1963. T. I., 93-106.
- CAILLÈRE, S. 1965: Composition minéralogique des différents types de minerais de nickel de la Nouvelle Calédonie. — Mémoires Muséum nat. histor. natur. 12, 105-124.
- GINZBURG, I. I. 1946: Nontroniti južnogo Urala. — Inst. geol. nauk, akadémiku D.S. Belyankinu, 41-61.
- GOJKOVIĆ, S.: Personal communication.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1957: Takovite, hydrous nickel aluminate. — Soc. Serbe de Géologie, 219-224.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1966: Mineralogical and chemical composition of the fossil weathering crust of harzburgites in Golč, near Priština, Yugoslavia. — 6th Meeting of Yugoslav geologists, Ohrid. Part II, 530-546.
- MAKSIMOVIĆ, Z. et PAPASTAMATIOU, J. 1967: Contribution à l'étude de la genèse des bauxites grecques. Le gisement de bauxite "Mandra II". — CR. Acad. Sc. Paris, t. 264, 2541-2544.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1968: Distribution of trace elements in bauxite deposits of Herzegovina, Yugoslavia. — Travaux de l'ICSOBA Zagreb. 5, 63-70.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1968: Halloysite and kaolinite formed through the alteration of ultramafic rocks. — XXIII Intern. Geol. Congress, Prague. 14, 95-105.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1968: The properties and genesis of takovite. — Symposium on the structure, genesis and properties of clays etc. Zagreb. 9-11. September 1968. 12-15.
- MAKSIMOVIĆ, Z. 1969: Geochemistry of the red-brown clay deposit in Dubrava near Ukрина, Bosnia. — Soc. Serbe de Géologie. (in press)
- PAPASTAMATIOU, J. 1964: Les gisements de bauxite en Grèce. — Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, Zagreb 1963. I, 285-293.
- PAPASTAMATIOU, J. 1965: Quelques observations sur la genèse des bauxites en Grèce. — Travaux de l'ICSOBA, Zagreb. 1, 3-8.
- PAVLOVIĆ, S., PROTIĆ, M. 1963: Variation de la composition des bauxites de Crna Gora en relation avec les conditions de leur formation. — Symposium sur les bauxites, oxydes et hydroxydes d'aluminium, Zagreb, I, 81-92.
- ROSS, C. S., HENDRICKS, S. B. 1945: Minerals of the Montmorillonite Group. — U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 205-B.
- SPILIADIS, TH. 1962: Die Entwicklung des Mesozoikum und die tektonische Geschichte im Gebiet Megara-West Attika. — Bull. of the Geol. Soc. of Greece, V, 89-107.
- TATARIS, A. 1967: Observations on the structure of Skaramaga-Aegaleon Mountain - Piraeus-Athens area (Attika). — Bull. of the Geol. Soc. of Greece, VII, 52-88.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Average content of chemical elements in the chief types of igneous rocks of the crust of the earth. — Geokhimiya, No. 7, 555-571.

JEAN PAPASTAMATIOU
Stournara 47. Athens
(Greece)

ZORAN MAKSIMOVIĆ
Rudarsko-Geoloski Fakultet
Djusina 7. Belgrade
(Yugoslavia)

**SUR LA MORPHOLOGIE DES GISEMENTS ET LA COMPOSITION
MINÉRALOGIQUE QUANTITATIVE DES BAUXITES D'OBROVAC
(DALMATIE SEPTENTRIONALE)**

par

L. MARIĆ
(Yougoslavie)

La Dalmatie est connue non seulement par les nombreux et importants gisements de bauxites karstiques dans les terrains carbonatés des Dinarides, mais aussi par les premières mines bauxitiques dans la région de Drniš et, non loin, à Ražine près de Šibenik, par la première usine d'aluminium en Yougoslavie.

En plus de l'étude portant sur les autres régions dinariques nous avons commencé à étudier plus consciencieusement les bauxites rouges de la région d'Obrovac sur le fleuve Zrmanja, Dalmatie septentrionale, d'où actuellement des quantités considérables de bauxites sont malheureusement exportées à l'étranger.

Nous avons commencé ces études dans le but de mettre en lumière du côté des ces gisements des bauxites karstiques redéposées les plus typiques, aussi et pour la première fois, leurs compositions minéralogiques réelles (mode de composition).

LA MORPHOLOGIE DES GISEMENTS BAUXITIQUES

Nulle part que dans cette région des Dinarides yougoslaves le type des gisements bauxitiques d'Obrovac n'est l'expression aussi flagrante de la morphologie karstique comme conséquence de l'action premièrement tectonique, puis de la karstification des roches carbonatées et de la redéposition des bauxites karstiques.

À Kruševo cela est visible au relief dans les lits karstiques fluviaux, maintenant par endroits vidés des bauxites (fig. 1) ou encore en exploitation (fig. 2). Cette position nous rappelle un lit d'eau karstique, qui était ou qui est encore actuellement rempli de bauxite rouge bien piégée et à l'abri de l'érosion.

Combien ce paléo-relief comme paléo-lit karstique d'un cours d'eau est découvert ou bien couvert par des sédiments plus jeunes et rempli ou non par la bauxite, cela devra être étudié par des recherches systématiques aussi bien géologiques que géophysiques.



Fig. 1. Gisement „Kruševo” vidé de bauxite par exploitation



Fig. 2. Gisement „Crvena zemlja”

1. Paléorelief (Crétacé), 2. Bauxite (rouge), 3. Surface de la bauxite rouge redéposée, 4. Conglomérat „Promina” meuble, 5. Conglomérat „Promina” (compact)

LES RÉSULTATS DES RECHERCHES

Ici nous allons nous occuper de la bauxite de Blizanci I, de Crvena zemlja (la partie centrale), puis de Kruševo où, à côté de la bauxite rouge très compacte il y a de la bauxite brun-rougeâtre typiquement pisolitique.

Nous avons déterminé dans ces bauxites, pour la première fois quantitativement la gibbsite, la boehmite, l'hématite et la goéthite, puis la kaolinite, anatase et rutile comme constituants minéralogiques réels (mode de composition). Cette détermination était nécessaire, car fréquemment sur la base des analyses chimiques quantitatives incomplètes la composition virtuelle (norme de composition) n'a en rien amélioré nos connaissances sur la composition et qualité minéralogique de ces bauxites. Dans ce travail l'aide de GY. BÁRDOSY m'a été précieuse, et je lui exprime ici aussi ma profonde reconnaissance. (La détermination minéralogique quantitative a été faite au Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutató Laboratórium, Budapest.)

a) *Au microscope polarisant*, en lumière transmise, nous voyons une masse cryptocristalline, par endroits plus ou moins oolithique, tous jaunes ou bruns et noirâtres. Il y a aussi des microagrégats faiblement pléochroïques (en rougeâtre) qui proviennent de la goéthite.

La structure et la texture sont homogènes et pisolithiques.

b) *Les courbes thermodifférentielles* montrent des crochets très grands vers 330–340° de la gibbsite comme constituant principal, puis l'inflexion à la

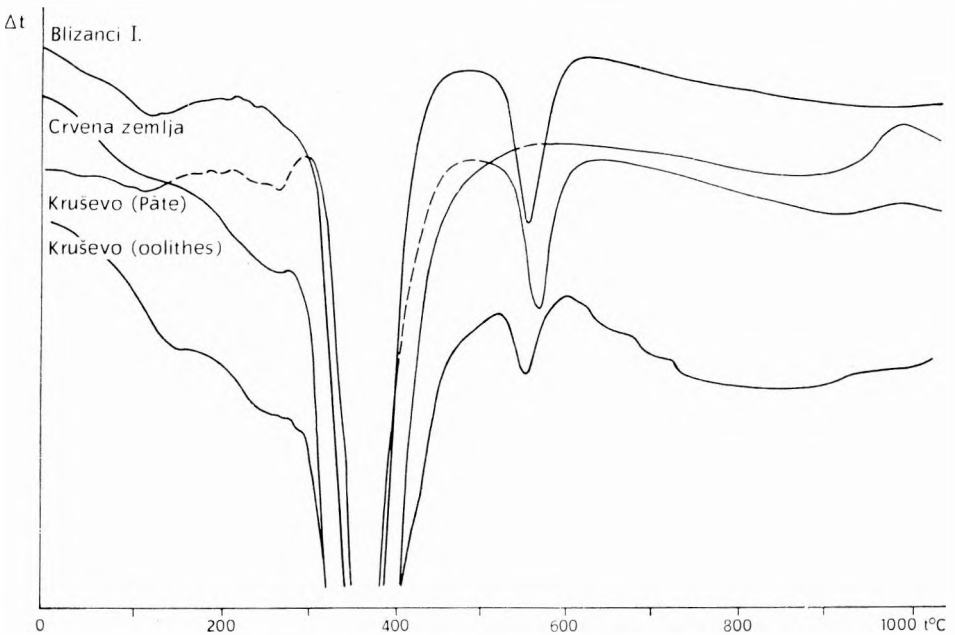


Fig. 3. Courbes thermodifférentielles

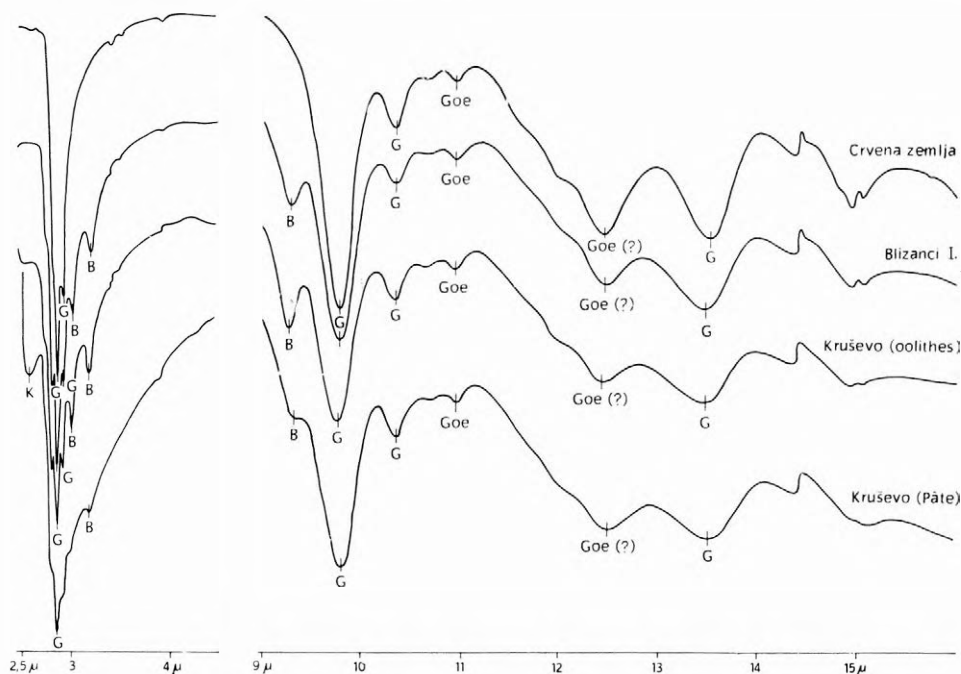


Fig. 4. Courbes du spectre infrarouge

température de 360–370° qui dérive de la goethite en quantités accentuées, et enfin les crochets vers 550° sur la courbe de Blizanci I, de la pâte et d'oolithes de Kruševo, qu'on peut attribuer à la boehmite, très peu à la kaolinite (fig. 3).

Les courbes thermopondérales révèlent les pertes de poids totales dans tous les échantillons de 24–28% H₂O. L'eau est répartie de 250°–600° en quantité de 18–24%, ce qui nous montre qu'il s'agit de gibbsite, de goethite et de boehmite comme constituants principaux.

c) *Les diffractogrammes* confirment, que la goethite est une goethite alumineuse, c'est-à-dire qu'elle contient de AlOOH en substitution isomorphique. Ils confirment entièrement les résultats des analyses thermodynamiques et thermopondérales.

d) *Au spectre infrarouge* (2,5–16 μ) les résultats sont en concordance avec DTA, TG et rayons X. Gibbsite et goethite alumineuse ont toujours les bandes d'absorption les plus grandes (fig. 4).

e) *Caractères chimiques et minéralogiques quantitatifs*. D'après les résultats des analyses chimiques quantitatives l'échantillon de Kruševo est une bauxite pisolithique typique.

Le tableau 1 montre les analyses chimiques quantitatives.

Le tableau 2 montre la composition minéralogique quantitative virtuelle et modale.

De ce qui précède nous voyons que ces bauxites se composent de la gibbsite, la boehmite, la goethite et l'hématite comme constituants réels principaux.

Les différences minéralogiques quantitatives sont remarquables pour tous les minéraux constituants des bauxites, et c'est à cause de la substitution isomorphe du fer par l'aluminium.

Tableau 1.

	Blizanci I	Crvena zemlja (Partie centrale)	Kruševo	
			Pâte	Oolithes
SiO ₂	2,76	0,69	1,19	0,96
TiO ₂	2,70	1,72	2,84	1,71
Al ₂ O ₃	54,54	52,31	52,05	40,93
Fe ₂ O ₃	14,86	17,67	17,65	30,37
FeO	0,21	0,24	0,23	0,49
MnO	tr	tr	0,68	1,26
MgO	tr	tr	tr	0,81
CaO	—	—	—	tr
Na ₂ O	tr	tr	tr	—
K ₂ O	tr	tr	tr	—
P ₂ O ₅	—	—	—	tr
H ₂ O + 110 °C	24,15	27,18	24,54	23,29
H ₂ O — 110 °C	0,71	0,63	0,78	0,44
	99,93	100,44	99,96	100,26

Tableau 2.

	Blizanci I		Crvena zemlja (Partie centrale)		Kruševo			
					Pâte		Oolithes	
	Norme	Mode	Norme	Mode	Norme	Mode	Norme	Mode
Gibbsite	61,2	57,0	77,2	72,7	64,9	52,0	61,3	46,5
Boehmite	14,3	12,0	1,4	—	10,1	17,7	—	9,3
Goethite	0,7	13,0	—	7,7	—	15,2	10,7	23,2
Hématite	14,7	8,5	17,3	15,5	17,3	8,7	19,6	16,3
Kaolinite	5,9	6,0	1,6	1,5	2,6	2,8	2,1	2,5
Anatase	—	2,4	—	2,2	—	2,5	—	2,2
Rutile	2,7	0,6	1,7	—	2,8	0,8	1,7	—
Fe ₃ O ₄ , MgO, Pyrochroite, H ₂ O	—	—	—	—	2,3	—	4,8	—

La substitution isomorphique en mol% se manifeste comme suit:

Crvena zemlja (Partie centrale)	14	} mol% AlOOH
Blizanci I	17	
Kruševo (Pâte)	24	
Kruševo (Oolithes)	25	

La substitution isomorphique se reflète tout particulièrement dans la quantité réelle de gibbsite et de goéthite alumineuse. Pour la goéthite la substitution peut atteindre le rapport 1 atome d'aluminium pour 3 à 6 atomes de fer.

En se basant sur les résultats ci-dessus il est déjà évident que se pose la nécessité aussi bien scientifique que pratique de soumettre désormais toutes ces bauxites de la région d'Obrovac à des recherches plus complexes et plus complètes que jusqu'à présent.

f) *L'analyse spectrochimique quantitative* a donné les résultats suivants: tableau 3 (en ppm).

Les concentrations pour certains éléments de traces varient sensiblement d'un gisement à l'autre dans cette région bauxitifère. Ce n'est pas, d'après l'auteur, la conséquence de la paléopétrographie des terrains environnants des gisements bauxitiques, mais de fractionnement par les poids spécifiques des matières primaires portant ces éléments de traces pendant le transport et remaniement, redéposition et consolidation finale des bauxites dans toute la région bauxitifère d'Obrovac.

Tableau 3.

	Blizanci I	Crvena zemlja (Partie centrale)	Kruševo	
			Pâte	Oolithes
Ga	16	25	8	16
Cr	440	1350	316	560
V	400	316	260	500
Mo	18	13	20	32
Li	3	0,5	3	11
Ni	140	125	125	350
Co	16	4	20	40
Cu	18	13	20	32
Sc	15	18	15	20
Zr	180	100	160	210
Y	32	25	50	64
La	45	32	45	56
Sr	8	32	14	13
Pb	70	150	70	170
Mn	1000	660	6700	>1%

CONCLUSION

Les gisements bauxitiques de la région d'Obrovac sont du type des bauxites redéposées (BUSHINSKY, 1963). Elles sont consolidées sur le calcaire crétacé (mur) et recouvertes par le conglomérat de Promina (toit).

Les traits de redéposition se reflètent par la présence des microfragments subangulaires, des pisolithes, des parties pélitiques englobant les pisolites tout entiers et écrasés, puis par les fragments subangulaires dans les couches plus ou moins entrecroisées et hétérogènes.

L'origine des matériaux primaires, d'après nos études actuelles, est en majeure partie des roches carbonatées et de la terra rossa karstique superposées à elles. C'est justement la morphologie karstique dans cette région bauxitifère qui nous montre clairement les voies de migration, de transport fluvial, déposition et redéposition des hydrolisates d'aluminium et de fer (aussi d'oxyde de fer) et de leurs composés isomorphiques.

Quoique encore, en ce moment avec le nombre restreint des documents chimiques, minéralogiques et géochimiques quantitatifs, il est sûr que la conception ne pourrait pas être niée, comme nous avons déjà démontré (MARIĆ, 1965, 1966), que les roches carbonatées et la terra rossa constituent surtout les sources principales des matériaux primaires pour la genèse des bauxites karstiques aussi dans la région bauxitifère d'Obrovac, dans les Dinarides en Yougoslavie.

LITTÉRATURE

- Бушинский Г. И. 1958: О генетических типах бокситов. — Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис.» Изд. АН СССР, Москва.
- MARIĆ, L. 1965: Terra rossa u karstu Jugoslavije. (Terra rossa dans le karst de Yougoslavie). — Acta geologica IV. str. 19–72. JAZU. Zagreb.
- MARIĆ, L. 1966: Untersuchungen zur Genesis der Karstbauxite in den Dinariden Jugoslawiens. — Mitteilungen aus dem Institut für Lagerstättenforschung u. Rohstoffkunde der T.U. Berlin.

L. MARIĆ

*Institut de minéralogie, pétrologie et géologie
économique de la faculté «R-G-N»
Zagreb, Pierotićeva 6/III.
(Yougoslavie)*

ЗНАЧЕНИЕ ЛИТИЯ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ БОКСИТОВ

Е. С. Гуткин
(СССР)

Хорстман (1959) и *Терентьева* (1959) указывают, что количество лития в бокситах является мерой содержания в них глинистого материала. При выяснении геохимии лития мы попытались проследить судьбу этого элемента от момента его извлечения из исходных пород до форм нахождения в бокситах разной степени изменения.

Исходным материалом для образования бокситов Североуральского бассейна мы считаем более древние эффузивные и эффузивноосадочные породы верхнего силура — нижнего девона. Этими породами были порфириды, туфобрекчии, туфоконгломераты, туффиты, песчаники и другие. Во время бокситообразования они слагали обширный континент на западе и местами, в виде отдельных островов, выходили на поверхность вблизи нынешних бокситовых месторождений.

Содержание Li_2O в порфиридах составляет 0,0007%, в коре выветривания порфиридов оно заметно увеличивается (табл. 1).

В песчанике, химический состав которого по кремнезему, глинозему и железу мало чем отличается от порфирита, содержание лития резко возрастает (табл. 1, обр. 709). В первичных аллитах содержание лития по сравнению с песчаником, увеличивается почти в пять раз. Набор минералов во всех рассматриваемых породах примерно одинаковый, если не считать диаспора и бемита, присутствующих только в аллитах. Нас будет прежде всего интересовать общее количество алюмосиликатных минералов, куда мы включили хлориты, гидрослюды, монтмориллонит, каолинит, аллофан, галлуазит.

По нашим данным содержание лития в продуктах изменения изверженных пород контролируется количеством глинистого (алюмосиликатного) материала. Если рассчитать литий-алюмосиликатное отношение, то для продуктов коры выветривания оно меньше единицы, в песчанике это отношение выше, в первичных аллитах еще выше.

Песчаник является в данном случае породой, формирование которой связано с процессами размыва и перетложения материала из сравнительно недалеко расположенного источника сноса. Аллиты в общей схеме представляют собой тот же материал, но с примесью моногидратов глинозема. Про-

Таблица 1.

**Химический и минеральный состав исходных пород и первичных аллитов
Североуральского бокситового бассейна (в вес. %)**

Компоненты и главнейшие минералы	Порфириды №№ обр.		Кора выветр. порфирита №№ обр.		Песчаник зеленова- то-серый обр. 709	Серые гальки первич- ного аллита обр. 702	Первич- ный аллит обр. 682
	1055	707	1059	479			
SiO ₂	54,77	51,00	51,88	26,00	55,0	25,80	23,76
TiO ₂	0,60	0,62	0,70	0,30	сл.	1,09	2,27
Al ₂ O ₃	19,25	18,42	22,48	9,80	18,14	27,27	31,17
Fe ₂ O ₃	3,59	5,93	4,32	1,31	3,58	4,90	14,57
FeO	4,60	2,01	1,22	1,43	4,31	24,42	12,03
CaO	8,42	6,00	6,34	28,13	2,66	0,96	0,04
MgO	4,02	5,71	2,53	3,18	4,38	2,65	1,81
Na ₂ O	не опр.	2,05	не опр.		1,54	0,03	0,04
K ₂ O	не опр.	0,54	не опр.		5,28	0,05	0,20
Li ₂ O	0,0007	0,0007	0,0019	0,0023	0,007	0,034	0,032
S	0,01	0,01	0,03	0,56	1,00	0,60	1,25
CO ₂	0,10	0,08	0,26	20,90	0,08	1,18	0,08
п. п. п.	2,05	7,29	6,65	27,76	5,23	11,06	12,75
Сумма	97,25	99,66	96,12	97,91	101,20	99,99	100,04
Вулканогенные минералы (поле- вые шпаты и др.)	85	75	20	5	40	20	15
Глинистые ми- нералы (хлори- ты, каолинит и др.)	10	15	70	45	50	65	65
Диаспор, сѐмит	—	—	—	—	—	5	10
$Li_2O \cdot 10^{-4}$ алюмосиликаты	—	—	0,27	0,46	1,4	5,2	5,0

странственно аллиты расположены дальше от источника сноса терригенного материала и ближе к нормальным бокситам (Гуткин, 1962). Они могут рассматриваться как породы, материал которых был переработан процессами перемыва и переотложения больше, чем сиаллиты. Если увязать все эти факты с содержанием в породах лития, то напрашивается вывод о тесной связи лития не просто с количеством алюмосиликатных минералов, а и с условиями формирования пород. Для непереотложенных продуктов коры выветривания количество алюмосиликатного материала будет мерой содержания в них лития, а в процессе переноса и переотложения этого материала происходит дальнейшее обогащение глинистых минералов литием. По этой причине литий — алюмосиликатное отношение последовательно увеличивается от коры выветривания порфирита к сиаллитам и аллитам.

Бокситы Североуральского бассейна содержат разное количество лития (табл. 2*). Прежде всего бросается в глаза тот факт, что количество лития увеличивается по мере повышения содержания кремнезема. Если обратить внимание на литий-алюмосиликатное отношение, то легко заметить две особенности.

Во первых, максимальное значение литий-алюмосиликатного отношения соответствует наиболее высокому содержанию суммы глинистых (без учета сводного глинозема) минералов. Во-вторых, из глинистых (алюмосиликатных) минералов наибольшим концентратом лития является каолинит.

Каолинит и другие алюмосиликаты в бокситах имеют разное происхождение. Много каолинита в бокситовых конгломератах, состоящих из крупных (1—5 см) галек и цемента. Содержание основных химических компонентов и лития в галках и тонкой фракции цемента примерно одинаковое (табл. 3). Обращает на себя внимание высокое значение литий-алюмосиликатного отношения. Это подтверждает вывод о более полном насыщении литием алюмосиликатных минералов в процессе переотложения материала.

Среди североуральских бокситов иногда встречаются своеобразные прожилки мощностью в несколько сантиметров. Внешне они не отличаются от обычных яшмовидных руд, а по минеральному составу главное место принадлежит здесь диаспору и гематиту.

По нашему мнению жильные яшмовидные бокситы возникли при метаморфизме и являются жилами альпийского типа.

Химический и минеральный состав этих образований приводится в табл. 3. Из сравнения содержания лития в жильном боксите и вмещающем его обесцвеченном, видно, что в том и другом случае оно одинаковое (табл. 3, пробы 912а, 912б). Одинаково и значение литий-алюмосиликатного отношения. Более высокое содержание лития отмечается в красном марком боксите, который вмещает жильный боксит (табл. 3, проб. 913б). Этот боксит взят из другого обнажения и в нем отмечается повышенное содержание кремнезема. Таким образом, в результате метаморфизма североуральских бокситов литий ведет себя инертного, что, впрочем, характерно по нашим данным и для галлия, скандия, ниобия и тантала.

* Содержание лития в бокситах во всех последующих таблицах статьи приводится в условных процентах.

Таблица 2.

**Химический и минеральный состав главнейших литологических типов бокситов
Североуральского бассейна (в вес. проц.)**

Компоненты и главнейшие минералы	Номера проб					
	856	857	858	171	192	389
SiO ₂	1,38	4,24	0,58	2,88	0,98	0,72
TiO ₂	2,38	2,27	1,92	1,38	2,50	2,08
Al ₂ O ₃	55,87	55,38	55,01	42,74	76,72	61,80
Fe ₂ O ₃	18,92	19,85	3,39	14,53	3,43	16,02
FeO	4,88	3,87	12,21	9,05	0,14	не опр.
MgO	не опр.	не опр.	не опр.	0,51	0,08	не опр.
CaO	0,97	0,69	1,87	0,00	0,70	0,00
Li ₂ O	0,002	0,0197	0,0006	0,0632	0,0005	0,0013
п. п. п.	14,27	13,15	21,97	28,12	14,89	0,12
S	0,14	0,10	1,95	12,90	0,03	10,68
CO ₂	2,77	0,62	10,56	0,09	0,00	0,08
Сумма	99,57	99,47	97,15	99,21	99,44	99,50
Диаспор, бемит	65	60	65	50	87	60
Каолинит	3	5	—	5	2	—
Хлориты	—	8	3	10	—	5
Карбонаты	8	2	20	—	—	—
Гематит	19	20	3	5	3	10
Пирит	—	—	4	20	—	20
$\frac{Li_2O \cdot 10^{-4}}{\text{алюмосиликаты}}$	6,7	15,1	2,0	42	2,5	2,6

Примечание: 856 — боксит красный маркий; 857 — боксит красный яшмовидный; 858 — боксит зеленова-то-серый (пестроцветный); 171 — боксит черный, пиритизированный; 192 — боксит яшмовидный; природно обесцвеченный; 389 — боксит желтовато-серый, пиритизированный, природно обесцвеченный

Таблица 3.

Химический и минеральный состав фракций бокситовых конгломератов, жильных яшмовидных бокситов и вмещающих их руд (в вес. проц.)

Компоненты и главнейшие минералы	Зеленовато-серый бокситовый конгломерат		Жильный яшмовид. боксит проба 912а	Обесцвеченный белый вмещающий боксит проба 912 б	Красный мар-кий вмещающий боксит, проба 913 б
	Гальки размером 10—12 мм	Цемент Фр. размером 0,25—0,1 мм			
SiO ₂	23,26	25,56	3,46	3,86	5,90
TiO ₂	1,92	2,17	2,38	3,34	3,85
Al ₂ O ₃	48,50	46,74	43,35	73,67	46,11
Fe ₂ O ₃	5,33	4,90	36,12	3,69	31,04
FeO	3,02	2,15	не опр.	не опр.	не опр.
CaO	0,49	0,65	0,14	0,18	0,10
MgO	2,01	2,07	не опр.	не опр.	не опр.
Li ₂ O	0,0826	0,0816	0,0034	0,0034	0,0102
п. п. п.	14,65	14,92	13,64	14,90	11,96
Сумма	99,42	99,40	99,09	99,64	98,97
Каолинит, метагаллуазит	50	55	8	8	14
Диаспор, бемит	35	30	52	85	52
Хлориты, гематит	12	11	36	3	31
$\frac{Li_2O \cdot 10^{-4}}{\text{алюмосиликаты}}$	14	14	3,2	3,2	7,3

Среди бокситов встречаются своеобразные шаровые конкреции. Подробно они описаны (Григорьев, Гуткин, Дементьев, 1968). Здесь мы только укажем, что шаровые конкреции образовались в стадию раннего диагенеза. Химический состав шаровых конкреций и вмещающих их пород приводится в табл. 4. Здесь, как и в предыдущих случаях, общее содержание лития тесным образом связано с алюмосиликатными минералами. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что бокситы в непосредственной близости шаров отличаются резко повышенным содержанием лития. Литий — алюмосиликатное отношение здесь в 5—6 раз выше, чем в обычных бокситах и почти в 3 раза выше, чем в кремнистых бокситовых конгломератах. Сами же шары не показывают повышенных содержаний лития за исключением тех случаев, когда внешняя часть шара под влиянием диагенетических процессов обогащается алюмосиликатными минералами (табл. 4, проба 67).

Приведенные данные указывают, что под влиянием раннедиагенетических процессов происходит перераспределение лития. Этот элемент концентрируется вблизи бокситовых конкреций, в то время как в самих шарах литий-алюмо-

Таблица 4.

**Химический состав разных частей диагенетических конкреций и вмещающих их пород
(в вес. проц.)**

№ № проб	Анализируемый материал	Компоненты						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Li ₂ O	Li ₂ O · 10 ⁻⁴ алюмосиликаты
84	Боксит красный внешней части шара	0,46	2,20	65,54	15,02	1,94	0,0017	8,5
85	Боксит буровато-красный на контакте с шаром	33,82	2,30	53,08	13,93	2,29	0,1026	34,0
77	Боксит буровато-красный внешней части шара	0,88	2,45	57,81	6,89	5,75	0,0025	8,3
78	Боксит красный на расстоянии 0,6 м от шара	11,44	2,30	54,79	15,31	2,00	0,0758	30,0
67a	Боксит зеленовато-серый внутренней части шара	2,46	2,32	36,85	13,06	12,07	0,008	8,0
67	То же, внешней части	8,54	2,21	58,65	12,29	10,35	0,0889	35,0
62a	Боксит обесцвеченный внутреннего ядра	0,94	2,20	72,93	2,35	3,02	0,0017	3,4
62	Боксит красный внешней части шара	1,24	2,36	57,54	21,94	2,16	0,0013	2,6

силикатное отношение обычно не выше, а в некоторых случаях даже ниже, чем в рядовых пробах бокситов.

Интересно отметить, что аллиты, образовавшиеся из бокситов под влиянием других диагенетических, частью гипергенных, процессов насыщены литием гораздо слабее. Литий-алюмосиликатное отношение в таких аллитах мало отличается от обычных бокситов и хотя содержание кремнезема в них больше, чем в бокситах, вмещающих шары, это отношение оказывается иногда в 5—6 раз ниже.

Таким образом, содержание лития в бокситах и бокситовидных породах само по себе не может служить мерой содержания в них кремнезема или же глинистых минералов. Во-первых, как мы установили выше, степень насыщения литием алюмосиликатных минералов зависит от интенсивности перемыва и переотложения материала, и, во-вторых, от степени воздействия диагенетических процессов, при которых в раннюю стадию образовались бокситовые конкреции.

Выше мы уже обратили внимание на то обстоятельство, что не все глинистые минералы в равной степени насыщаются литием. Наибольшее предпочтение оказывает этот элемент каолиниту. Чтобы убедиться в этом, а заодно выяснить судьбу лития при гипергенном изменении бокситов, мы проанализировали мономинеральные пробы вещества, образовавшегося при выветривании бокситов (табл. 5). Содержание лития в каолините действительно оказалось наиболее высоким, в три раза меньше его в аллофане и монтмориллоните, в 5—6 раз меньше в дикките, галлуазите и сидеритилите. Литий-алюмо-

силикатное отношение для указанных минералов определяется исходя из 100% содержания, т. е. в числителе ставится содержание Li_2O , умноженное на 10^{-4} , а в знаменителе — 100.

Обращает на себя внимание тот факт, что алюмосиликатные минералы, образующиеся при выветривании бокситов и являющиеся конечным продуктом гипергенного изменения руд, оказываются в значительной степени менее насыщены литием, чем эти же минералы в бокситах и продуктах их диагенеза. Очевидно, процессы гипергенеза бокситов, связанные с интенсивной циркуляцией грунтовых вод на сравнительно значительные расстояния, не могут способствовать насыщению вновь образованных вторичных минералов литием. Эти воды, в избытке насыщенные кремнеземом, уже «сбросили» литий, миграционная способность которого крайне ограничена.

Важным выводом при изучении лития в североуральских бокситах является тот факт, что относительные концентрации этого элемента находятся в тесной зависимости от условий формирования и изменения руд. Литий является индикатором переотложения вещества, процессов диагенеза и гипергенеза.

По литий-алюмосиликатному отношению в бокситах и исходных породах можно отличать остаточные бокситы от осадочных, а среди последних, в свою очередь, руды с разными генетическими признаками.

По нашему мнению выводы о роли лития для выяснения условий формирования и изменения бокситов, полученные для Североуральского бассейна, сохраняют свое значение и для других бокситовых месторождений.

Для сравнения были изучены мезозойские коры выветривания основных пород и латериты восточного склона Южного Урала, а также осадочные бокситы Мугайского месторождения на Среднем Урале.

Остаточное происхождение латеритов Южного Урала доказывается постепенным увеличением снизу вверх по разрезу глинозема и уменьшается содержания кремнезема и щелочей. Встречаются латериты, сохранившие структуру материнских пород. Химический и минеральный состав латеритов и продуктов коры выветривания приводится в табл. 6. При изучении поведения лития обращает на себя внимание тот факт, что литий-алюмосиликатное отно-

Таблица 5.

Химический состав вторичных минералов образующихся при выветривании бокситов (в вес. %)

№ № проб	Анализируемый материал	Компоненты					
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Li_2O	$\frac{\text{Li}_2\text{O} \cdot 10^{-4}}{\text{алюмосиликаты}}$
940	Монтмориллонит	54,84	1,00	23,11	2,89	0,016	1,6
488	Каолинит	43,28	сл.	40,31	1,07	0,064	6,4
341	Галлуазит	41,78	0,73	34,12	3,98	0,01	1,0
277	Диккит	45,56	сл.	38,41	0,59	0,012	1,2
149	Аллофан	40,36	0,00	36,40	0,20	0,021	2,1
343	Сидеротилит	0,20	0,00	2,96	25,76	0,011	1,1

Таблица 6.
Химический и минеральный состав продуктов коры выветривания латеритов восточного склона Южного Урала (в вес. %)

№ № ообр.	№ № скв.	Глубина взятия (ообр. м.)	Анализируемый материал	Главнейшие компоненты и минералы								Оксиды и гидрооксиды Fe, Ti	Глубоцит	Магматич. мин. (попашапы)	Li ₂ O · 10 ⁻¹ (попашапы)
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Li ₂ O	п. п. п.	Алюмосиликаты (каолин и др.)				
57	284	1,8	Кора выветривания диабаз	35,48	5,00	28,03	14,97	0,00	0,002	14,80	72	20	—	—	0,27
59	284	6,8	Тоже	28,12	3,54	18,18	33,48	0,00	0,004	14,80	52	40	—	—	0,77
60	284	8,3	Тоже	39,12	3,54	20,90	6,12	11,20	0,002	15,38	65	14	—	10	0,3
62	284	12,3	Диабаз выветрелый	45,28	1,92	15,32	7,86	8,18	0,0005	9,77	15	10	—	60	—
72	274	2,70	Латерит охристый	4,98	4,16	47,02	15,07	0,00	0,0005	27,00	12	24	60	—	0,4
73	274	4,10	Латерит плотный	17,14	7,89	37,45	14,78	0,43	0,002	21,07	40	22	35	—	0,5
74	274	6,40	Кора выветривания порфирита	37,45	3,24	26,32	13,20	0,76	0,004	11,61	70	18	—	5	0,57
7-2	274	13,20	Диабазовый порфирит слабо выветренный	46,24	1,89	18,46	8,01	6,27	0,0025	9,14	10	10	—	70	—
47	281	0,9	Латерит красный	16,90	4,03	35,93	22,68	0,87	0,0015	18,50	35	30	32	—	0,43
48	281	1,6	Тоже	7,80	2,39	36,09	30,70	0,16	0,001	22,35	18	35	45	—	0,55

шение как в латеритах, так и в коре выветривания является низким и во всех случаях оно меньше единицы. Это дает нам основание считать, что в данном случае мы имеем дело именно с остаточными, а не с осадочными образованиями.

По-другому ведет себя литий в бокситах и бокситовидных породах Мугайского месторождения на Среднем Урале. Во-первых, здесь возрастает абсолютное содержание этого элемента, во-вторых, литий-алюмосиликатное отношение оказывается много выше (табл. 7). Мы считаем, что в процессе переноса и переотложения вещества происходит более полное насыщение алюмосиликатных минералов литием. В настоящее время еще нет достаточных данных, чтобы дать точные количественные критерии литий-алюмосиликатного отношения для отличия бокситов разного происхождения и разной степени изменения. Мы однако не сомневаемся, что при наборе большого числа анализов минералогически изученных проб представляется возможность дать такие критерии. Те результаты, которые мы получили, уже сейчас говорят о перспективности и большом значении геохимии лития для решения важнейших вопросов происхождения и изменения бокситов.

Таблица 7.

Химический и минеральный состав бокситов и аллитов Мугайского месторождения (в вес. %)

Компоненты и минералы	Номера проб						
	бокситы			аллиты			
	932	915	924	914	918	919	925
SiO ₂	6,48	8,16	8,96	21,18	24,70	29,76	40,66
TiO ₂	2,27	3,12	2,78	2,50	1,20	1,56	1,67
Al ₂ O ₃	35,60	44,92	38,58	33,36	31,85	36,92	37,94
Fe ₂ O ₃	35,63	18,76	28,14	26,14	24,75	13,57	3,79
CaO	0,13	0,08	0,08	0,00	0,08	0,13	0,00
Li ₂ O	0,0076	0,0065	0,0062	0,0093	0,229	0,0595	0,0552
п. п. п.	19,30	24,56	20,16	16,32	17,10	17,60	17,74
С у м м а	99,41	99,60	99,70	99,50	99,68	99,44	99,80
Каолинит, галлуазит	14	17	19	45	53	65	85
Гиббсит	47	56	48	24	17	18	5
Окислы железа и титана	38	25	32	30	27	15	5
$\frac{Li_2O \cdot 10^{-4}}{\text{алюмосиликаты}}$	5,4	3,8	3,3	2,0	4,3	9,1	6,5

ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев, В. Н., Гуткин, Е. С. и Дементьев, В. Н.* 1968: Конкреции в бокситах Северного Урала и Средней Азии. — Литолог. и полез. ископ. № 2.
- Гуткин, Е. С.* 1962: Закономерности формирования и размещения высокремнистых бокситов и бокситовидных пород Петропавловского бассейна. — Тр. Горногеол. ин-та УФАН СССР, вып. 58, Свердловск.
- Терентьева, К. Ф.* 1959: Редкие элементы в бокситах. — Геолог. месторожд. редких элементов, вып. 6, Госгеолтехиздат.
- Хорстман, Э. Л.* 1959: Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. — Сб. статей «Геохимия редких элементов». Изд-во И. Л. М.

Е. С. Гуткин

*Северо-уральская компл. геол. разв. экспедиция
Североуральск
Свердл. обл.
(СССР)*

ПЛАТФОРМЕННЫЕ БОКСИТЫ ЛАТЕРИТНОГО И КАРСТОВОГО ТИПА И НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИХ ГЕОХИМИИ (УКРАИНА, КАЗАХСТАН)

Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова
(СССР)

Среди мезо-кайнозойских платформенных бокситов в Советском Союзе широко распространены латеритно-осадочные бокситы карстового и суффозионно-карстового типа, залегающие на линейной коре выветривания. Они описаны на Восточном склоне Урала, в Тургайском прогибе, на Казахском нагорье, Салаирском кряже в Чулымо-Енисейской впадине, а также на Енисейском кряже и в Центральной Сибири. Латеритные бокситы встречаются реже, они приурочены, главным образом, к корам выветривания основных, реже других пород Украины, Казахстана, Сибири.

В настоящей работе мы рассмотрим некоторые геохимические особенности латеритных и карстовых бокситов в связи вопросами их генезиса.

Поведение химических элементов в латеритных бокситах изучалось *Лисицыной*, в латеритно-осадочных *Пастуховой*.

ЛАТЕРИТНЫЕ БОКСИТЫ

Латеритные коры выветривания с горизонтами боксита интересны для нас в двух аспектах: как генетический тип и как источник материала для формирования латеритно-осадочных бокситов суффозионно-карстового и карстового типа. Имея это в виду, мы рассмотрим поведение ряда химических элементов при латеритном выветривании на примере двух разрезов: казахстанского, который формировался на порфиритах в непосредственной близости к бокситоносному карсту и украинского, возникшего при выветривании докембрийских амфиболитов в южной части Украинского кристаллического щита. Возраст кор в Казахстане среднеюрский-меловой, на Украине — среднеюрский-нижнемеловой (*Басс, Литвиненко* и др., 1963).

В обоих случаях выветривание совпадает с эпохой бокситообразования, которая характеризуется на Украине жарким и влажным климатом. В Казахстане палеогеографические реконструкции, выполненные с привлечением палеофлористических данных, свидетельствуют о том, что интересующие нас районы (Тургайский прогиб) представляли собой влажную саванну со среднегодовыми

осадками порядка 1500 мм и среднегодовой температурой $+20^{\circ}\text{C}$ (Синицын 1962; Вахрамеев 1964). Формировавшиеся при этом коры выветривания не всегда имеют верхнюю зону, сложенную окислами алюминия, железа и титана, но в большинстве случаев относятся к латеритному типу. Рассматриваемые нами разрезы как раз и представляют собой две разновидности латеритного типа: кора выветривания амфиболита (Украина) имеет гиббсит-гематит-гетитовую верхнюю зону (латеритный боксит), кора выветривания порфирита (Казахстан) заканчивается каолиновой верхней зоной, содержащей примесь свободного глинозема. Отношение $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ (коэффициент *Гаррасовитца*) для каолиновой зоны в обоих разрезах меньше двух и составляет — 1,28 в Казахском разрезе и 1,14 в Украинском, что свидетельствует о латеритном характере продуктов выветривания. Отметим, что в Казахстане также известны разрезы с сохранившейся зоной латеритного боксита.

Профили выветривания

В профиле выветривания амфиболита Украины выделяются следующие четыре зоны:

нижняя зона: каолиновые и монтмориллонитовые глины с примесью гидрослюд, хлорита и реликтовых минералов;

средняя зона: каолиновые глины с примесью гидрослюд, окислов железа и реликтовых минералов;

верхняя зона: каолиновые глины с примесью окислов и гидроокислов железа и гиббсита. В верхней части они обогащены железистыми и железисто-глиноземистыми конкрециями. Разрез заканчивается линзообразным пластом краснубурого, пористого, бобового каменистого боксита гиббсит-гематит-гетитового состава, переменной мощности (0,5 м—8 метров, Басс, 1960). Общая мощность коры выветривания более 70 м.

В профиле выветривания порфирита (Казахстан) — две зоны:

нижняя зона: хлорита и монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов;

верхняя зона: каолиновых глин с примесью окислов железа. Мощность толщи более 30 м.

Строение профилей выветривания свидетельствует о том, что ведущим процессом при их формировании являлось постепенное разложение минералов исходных пород вплоть до частичного разрушения каолинита с выделением свободных окислов алюминия. В украинском разрезе наблюдается еще более глубокое изменение исходного амфиболита вплоть до образования свободных окислов Al, Fe и Ti. За этим следует перераспределение, свободных окислов с образованием конкреционных структур, свойственных латеритному бокситу.

Некоторые геохимические особенности формирования разрезов

При разложении породы происходит интенсивный вынос химических элементов. Для обоих рассматриваемых разрезов он определялся ранее одним из авторов (Лисицына, 1968) с применением количественных методов.

Из них был выбран изовольнометрический, поскольку структура исходной породы в общем сохранилась в продуктах выветривания. Этот метод широко применялся *Милло и Бонифас* (*Millot et Bonifas* 1955), а впоследствии *Михайловым* (1958) для главных элементов. Нами он был использован также и для малых. Процентные содержания элементов пересчитывались на абсолютные количества путем умножения на объемный вес по определенной формуле. Результаты выражались в мг/см³.

Вынос главных элементов

Было установлено, что щелочи и щелочные земли (Na, Ca, K, Mg) выносятся на 80—90% и более, кремний на 60%; алюминий устойчив, но в Казахском разрезе выщелачивается до 20% этого элемента; примерно 20% железа выносится в Украинском разрезе; вынос титана не установлен. Большая часть выносимого количества каждого элемента теряется на ранней стадии, при разложении исходной породы и формировании нижней зоны профиля выветривания. В это время удаляется почти все выносимое количество кальция и натрия, 40—50% (до 90%) калия и магния, 40—50% кремния, частичный вынос алюминия (до 20%) также происходит на этой стадии. Таким образом главные элементы делятся на три группы, различающиеся по подвижности: легкоподвижные основания, подвижный кремний и устойчивые Al, Fe, Ti.

Вынос малых элементов

при формировании элювиальной толщи Казахского и Украинского разрезов показан на графике рис. 1.

На логарифмическую основу нанесены средние содержания элементов (в мг/см³) в разных зонах Казахского и Украинского разрезов. По наклону прямых, соединяющих эти точки, можно видеть, что разные элементы в разной степени выносятся из элювия. Наиболее подвижны кобальт, никель и медь. Их вынос составляет 70—90% исходного количества. В значительно меньшей степени выносятся ванадий и хром (50%). Вынос циркония из-за неравномерного распределения в породе циркона определен приближенно. В Украинском разрезе цирконий, повидимому, не выносится, в Казахском теряется >30% исходного содержания элемента. Максимальный вынос галлия составляет 20%. Не находит себе объяснения необычно высокий вынос ванадия и хрома (до 70%) в Казахском разрезе.

Вынос элементов характеризуют коэффициенты их устойчивости (K), которые определяются как отношение средних элементов в наиболее выверенной породе (в мг/см³) к среднему их содержанию в исходной. Они также показаны на графике. Чем больше коэффициент, тем менее подвижен элемент. Большая часть выносимого количества каждого из малых элементов удаляется на ранней стадии выветривания. Это отчетливо видно по изменению наклона линий рис. 1.

Таковы основные особенности выноса рассмотренных нами малых элементов. В зависимости от подвижности они подразделяются на три группы: наиболее подвижные Co, Ni, Cu; менее подвижные V и Cr малоподвижные Zr и Ga.

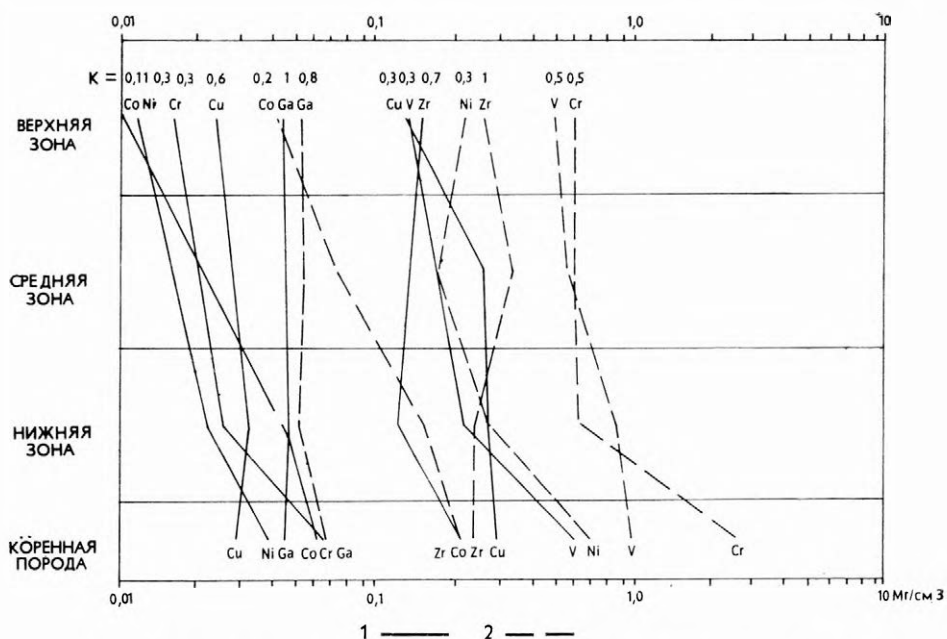


Рис. 1. Распределение малых элементов в двух разрезах латеритных кор выветривания

1. Разрез коры выветривания порфирита (Казахстан, Тургайский прогиб), 2. Разрез коры выветривания амфиболита (Украина, южная часть Кристаллического щита)

Необходимо отметить еще одну особенность в поведении малых элементов при выветривании, вытекающую из сравнения их спектров для материнских и выветрелых пород. Спектры малых элементов по Страхову и др. (1968) показывают их количества и соотношения, характерные для данной породы. На рис. 2 и 3 в виде графиков представлены спектры некоторых малых элементов для исходных и выветрелых пород изученных нами разрезов. По оси абсцисс размещены элементы, по оси ординат в логарифмическом масштабе отложены их содержания (в мг/см³) в исходной породе и продуктах выветривания, измененных в разной степени. Линии, соединяющие точки, соответствующие содержаниям элементов в данной породе и есть графическое отображение их спектров. Они показывают, что соотношения элементов в продуктах выветривания, где сохраняется реликтовая структура, наследуются от материнской породы. Таким образом, если различны спектры двух исходных пород разного состава, то различаются также и спектры продуктов их выветривания. Это хорошо видно при сравнении спектров казахстанского и украинского разрезов (рис. 2, 3). В исходном порфирите (Казахстан) содержания всех малых элементов более низкие, чем в исходном амфиболите (Украина), соотношения элементов иные, а колебания их содержаний намного меньше, чем в амфиболите. Эти различия относятся также к продуктам выветривания и, как мы увидим далее, будут проявляться в переотложенных бокситах.

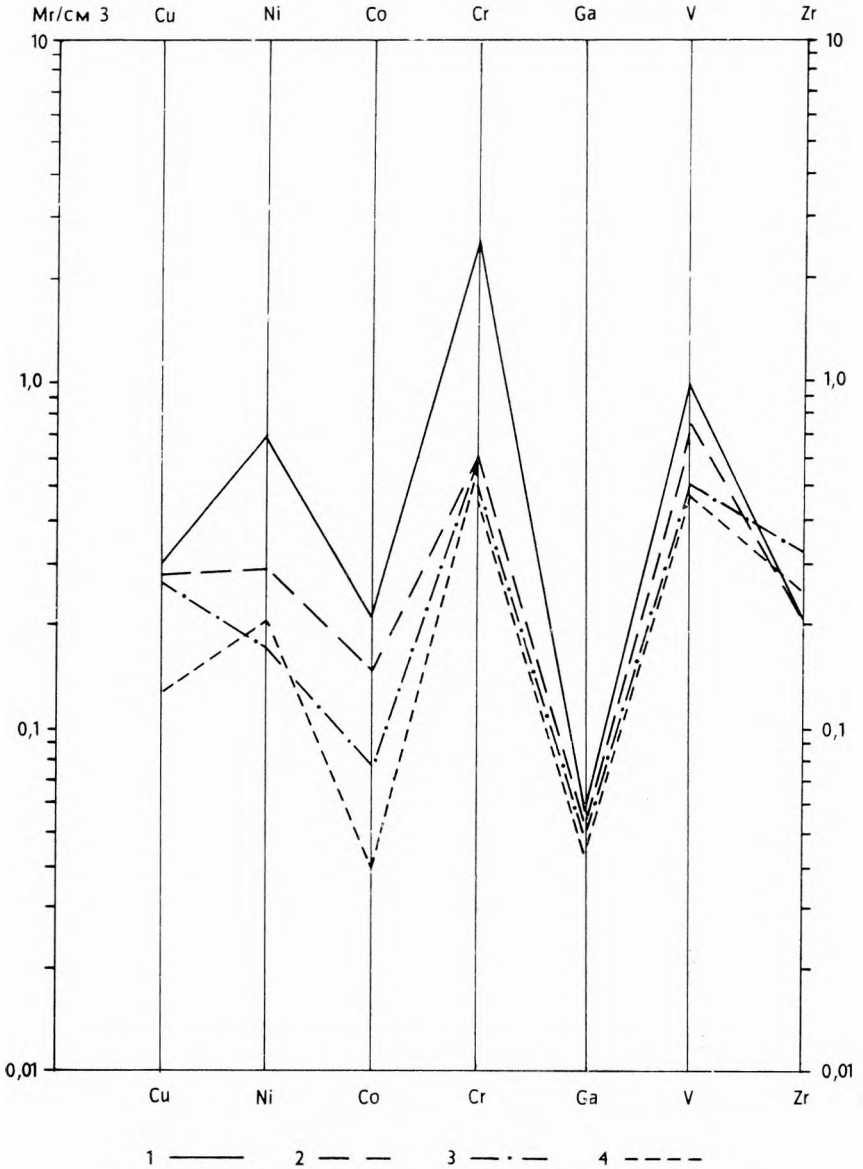


Рис. 2. Спектры малых элементов амфиболита и продуктов его выветривания

1. Коренная порода, 2. глины нижней зоны профиля выветривания, 3. глины средней зоны, 4. глины верхней зоны

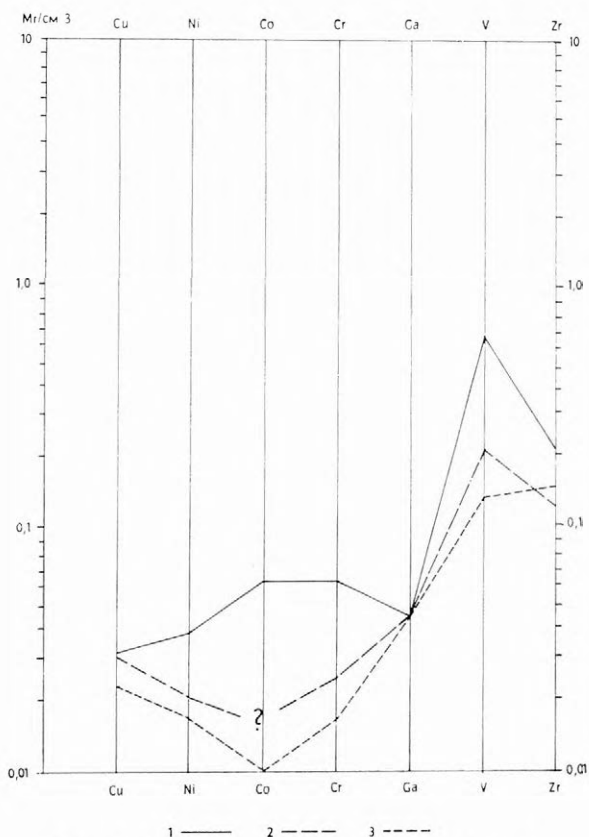


Рис. 3. Спектры малых элементов порфирита и продуктов его изменения

1. Коренная порода, 2. глины нижней зоны профиля выветривания, 3. глины верхней зоны профиля выветривания

коэффициенты концентрирования (K_K), представляющие собой отношения содержаний элементов в конкрециях к их содержаниям во вмещающей каолинитовой глине, показывают, что наиболее активно из трех элементов перераспределяется железо [$K_K(\text{Fe}) = 5-26$], титан и алюминий концентрируются в гораздо меньшей степени, причем титан несколько активнее алюминия. Коэффициенты концентрирования равняются: для титана — 1,2—4,6, для алюминия — 0,9—2,2. Изменение содержаний Al, Fe и Ti показано на графике рис. 4. Там же отчетливо видно, что на стадии перераспределения устойчивых элементов продолжается вынос кремния. Коэффициенты его концентрирования меньше единицы и равны 0,2—0,7.

Поведение малых элементов на этой же стадии сходно с поведением главных. Распределение их в конкрециях и вмещающей глине видно на графике рис. 5.

Рассмотренные нами элементы четко делятся на две группы. Элементы

Рассмотрим теперь особенности поведения малых элементов на стадии перераспределения (Украинский разрез).

Как уже отмечалось, в верхней зоне коры выветривания амфиболитов имеются признаки перераспределения вещества в виде конкреций и линзообразных тел боксита. Различаются четыре разновидности пород: вмещающая каолинитовая глина, скопления гидроокислов и окислов железа (пятна и железистая рапленность), конкреции с разными соотношениями железа и алюминия, железисто-глиноземистые и глиноземисто-железистые. Мы рассматриваем эти разновидности пород как стадии постепенного концентрирования сохранившихся устойчивых элементов: Al, Fe, Ti. Путем сравнения абсолютных количеств этих элементов (мг/см^3) в пятнах и конкрециях с их содержанием во вмещающей глине можно определить степень концентрирования каждого элемента. Коэф-

семейства железа (Co, Ni, Cu, Zn) концентрируются вместе с железом. Их содержания по сравнению с вмещающей глиной заметно увеличиваются в железистых скоплениях, дают максимумы в глиниземисто-железистых конкрециях и уменьшаются в железисто-глиниземистых конкрециях. Соответствующие коэффициенты малых элементов этой группы показывают, однако, что степень их концентрирования меньше чем у железа: $K_K(\text{Co}) = 1,6$; $K_K(\text{Ni}) = 1,8$; $K_K(\text{Cu}) = 7,9$; $K_K(\text{Zn}) = 1,7$. Другая группа элементов объединяет

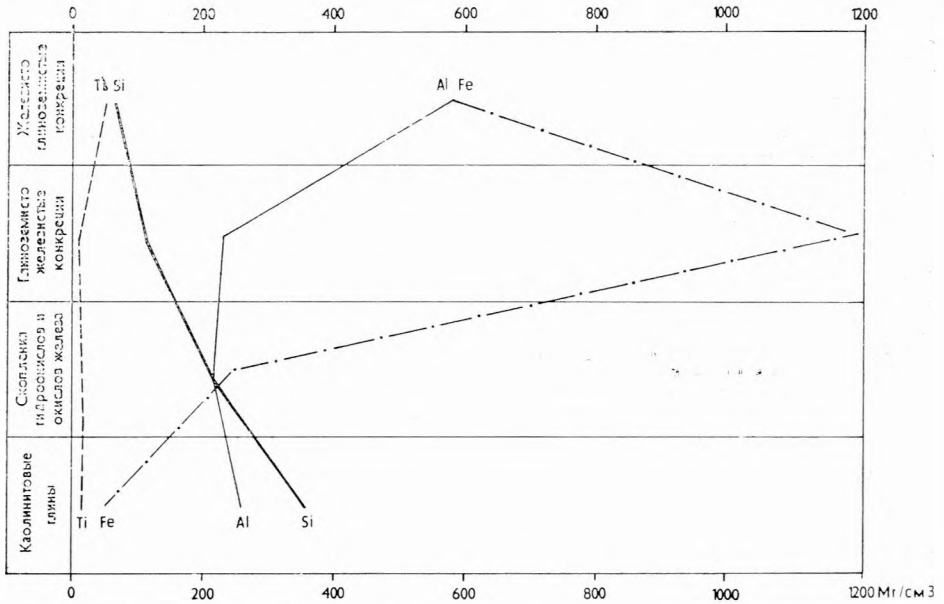


Рис. 4. Распределение Al, Fe, Ti, Si в железистых скоплениях, конкрециях и вмещающих каолинитовых глинах верхних зон коры выветривания амфиболита

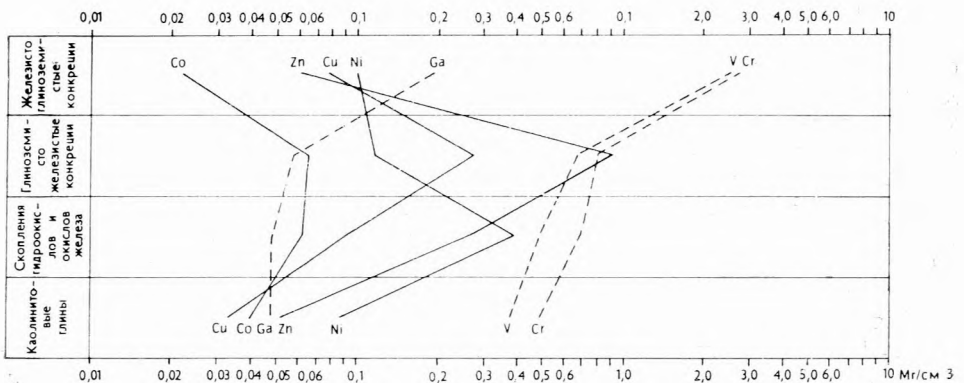


Рис. 5. Распределение малых элементов в железистых скоплениях, конкрециях и вмещающих каолинитовых глинах верхних зон коры выветривания амфиболитов

Cr, V, Ga. Они распределяются сходно с Al и Ti. Абсолютные количества каждого элемента несколько возрастают в железистых скоплениях и конкрециях и особенно заметно повышаются в железисто-глиноземистых. Максимальные коэффициенты их концентрирования равны: $K_K(\text{Cr}) = 5,8$; $K_K(\text{V}) = 7,5$; $K_K(\text{Ga}) = 4,0$. Будучи более подвижными чем Al и Ti, Cr, V, Ga концентрируются активнее этих двух элементов.

Ассоциация одной группы малых элементов с железом, другой с алюминием и титаном повидимому объясняется не столько химическими сколько кристалло-химическими их свойствами. Так Co, Ni, Cu и Zn занимают октаэдрические позиции в решетке исходных силикатов и замещают двухвалентное железо или магний. Это положение способствует сравнительно легкому их освобождению уже на ранней стадии разложения породы. Поскольку в окислительной среде выветривания соединения этих элементов как правило растворимы (*Перельман*, 1961 и др.), значительная часть исходного содержания каждого элемента выносится из породы, что мы и видели, разбирая их поведение на ранней стадии процесса.

Оставшиеся количества наследуют связи с железом и перераспределяются вместе с его гидроокислами. Ванадий, хром и галлий в исходных силикатах и алюмосиликатах замещают Fe^{3+} , Al^{3+} , иногда Ti^{3+} или компенсируют свободный заряд при частичном замещении Si^{4+} на Al^{3+} . На ранней стадии выветривания удаляется только часть каждого элемента, другая сохраняется в глинистом элювии, освобождается при разложении породы на свободные окислы и перераспределяется вместе с Al и Ti, освобождение которых из решетки происходит также, главным образом, на этой стадии.

Вынос и дальнейшее перераспределение элементов в коре выветривания ведут к формированию латеритных бокситов и являются кроме этого процессами подготовки материала, который затем переотлагается в карстовые воронки.

ЛАТЕРИТНО-ОСАДОЧНЫЕ БОКСИТЫ

Месторождения карстового и суффозионно-карстового типа, приурочены к палеозойским песчано-сланцево-карбонатным и эффузивным породам, переслаивающимся с известняками. Известняки этих толщ в условиях субтропического и тропического климата хорошо карстуются, а алюмосиликатные породы дают значительные по мощности продукты выветривания, которые являются источником материала для бокситов. Формирование латеритно-осадочных бокситов осуществляется в два этапа:

1. Переотложение глинистых продуктов разных зон коры выветривания в суффозионно-карстовые воронки механическим путем в виде обломков разной размерности (*Бушинский*, 1964; *Лисицына, Пастухова*, 1963, 1964). Скопление обломков представляло собой делювий, большую роль в переносе играли временные потоки, а также простое обрушение крутых стенок суффозионно-карстовых воронок.

2. Преобразование обломочного, практически несортированного материала в подходящих климатических условиях при наличии хорошего дренажа приводило к его дальнейшей десилификации и обогащению окислами алюминия, железа и титана («процесс вторичной латеритизации»).

Детальное изучение минералогического состава, структур и текстур бокситовых пород карстовых месторождений показало, что при этом формировался следующий генетический ряд пород:

глины смешанного состава → каолиновые и глиноземисто-каолиновые глины → бокситовые глины → глинистые бокситы → сухаристые бокситы → сухаристо-каменистые бокситы → каменные бокситы.

Исходная порода — глина смешанного состава, представляющая собой скопление обломков пород разных зон коры выветривания, была первоначально несколько обогащена свободными окислами алюминия (табл. 1). Следует особо подчеркнуть, что все эти типы бокситовых пород в разрезе распределены чрезвычайно прихотливо, пятнисто, в виде гнезд или линзообразных тел, часто быстро изменяющих свой состав на коротких расстояниях. Все это напоминает пятнистое строение разрезов кор выветривания, где тоже не всегда удается выделить достаточно выдержанные горизонты.

Состав обломков, постуливших в карстовые воронки, определялся составом соседней коры выветривания. Во всяком случае он мог быть достаточно пестрым: гидрослюдисто-каолиновые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые и каолиновые глины, кварц, железистые породы. Кроме этого в глинах смешанного состава наблюдается переменное количество обломков пород железисто-глиноземистого и глиноземисто-железистого состава, содержащих от 28 до 50% Al_2O_3 , 9—17% SiO_2 и 8—35% Fe_2O_3 .

При последовательном рассмотрении структур бокситовых пород от мало-глиноземистых глинистых к высокоглиноземистым бокситам можно видеть, как происходит постепенное преобразование первичных обломочных структур пород в обломочно-бобовые и обломочно-микробобовые структуры, что указывает на развитие процессов перераспределения алюминия и железа в этих породах. Эти процессы перераспределения шли на фоне изменения химического

Таблица 1.

Средний химический состав обломочных глин и пород разных зон коры выветривания порфиринов (в %) (Казахстан)

Породы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	Na_2O	K_2O	MgO	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
Верхняя зона коры выветривания-каолиновые глины с примесью гидроксидов и оксидов железа	35,36	28,92	16,61	2,93	1,25	0,18	0,41	0,42	1,2
Нижняя зона хлоритово-монтмориллонитовых глин с примесью реликтовых минералов	42,35	26,29	7,29	2,34	0,94	0,34	0,74	4,61	1,6
Коренная порода-порфирит	44,75	18,34	5,25	3,06	0,79	0,59	0,59	4,47	2,4
Обломочные глины смешанного состава	28,61	28,93	22,69	0,22	1,83	0,24	0,22	0,73	0,9

состава бокситовых пород в сторону их обогащения глиноземом за счет выноса кремнезема. При микроскопическом изучении можно наблюдать интенсивное выщелачивание обломков кварца и алюмосиликатных пород и замещение их гиббситом. Наиболее интенсивно процессы перераспределения проявлялись в конкреционных телах каменистых бокситов, которые формировались в более рыхлых глинистых и сухаристых разностях бокситовых пород и бокситов. Эти участки в породе содержали от 40 до 80% терригенных железисто-глиноземистых бобовин и их обломков, повышенное количество обогащенных глиноземом пород бобового строения, источником которых была, вероятно, зона железистых и глиноземисто-железистых конкреций латеритных кор выветривания. Именно в каменистых бокситах окислы Al и Fe наиболее активно перераспределялись в виде ферриалюмогелей, которые часто нарушали первичные обломочные структуры.

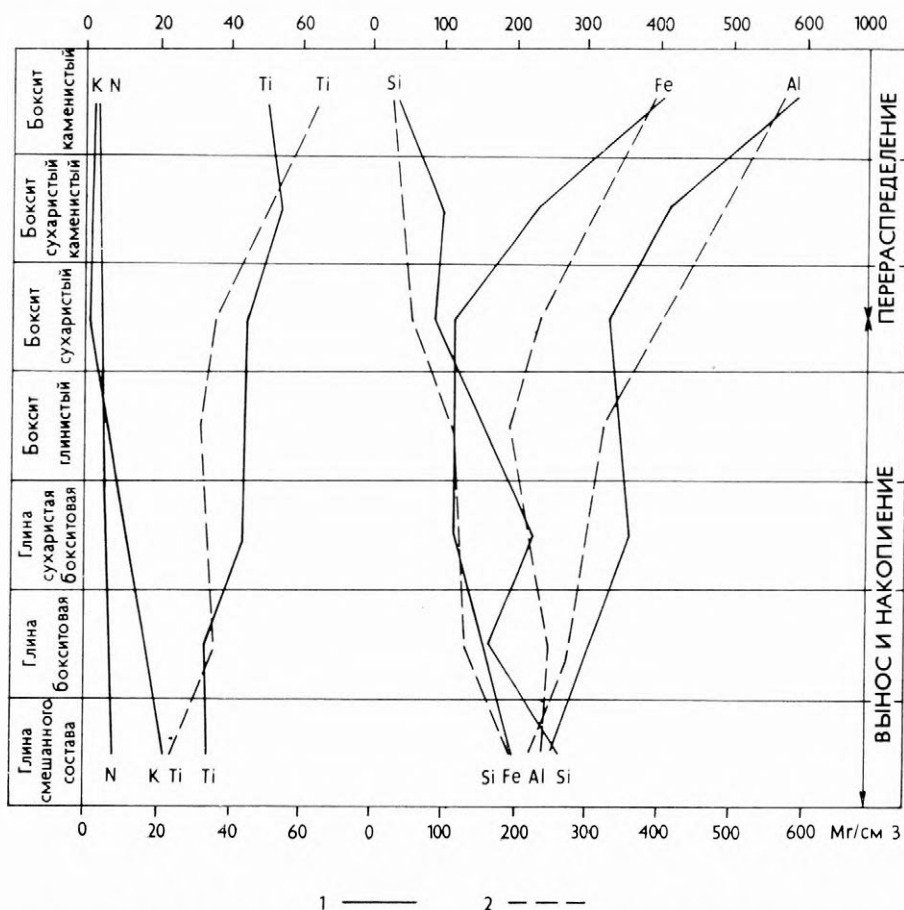


Рис. 6. Распределение Al, Fe, Ti, Na, K в бокситовых породах Тургайского прогиба
Условные обозначения: 1. месторождение I, 2. месторождение II

В целом однако, следует отметить, что, несмотря на перераспределение, во всех типах бокситовых пород отлично сохраняется первичная обломочная структура. Учитывая этот факт, а также несомненное сходство процессов бокситизации с процессами латеритного выветривания, было решено использовать для изучения бокситовых пород изоволюметрический метод, который с успехом применялся при изучении поведения главных и малых элементов при процессах выветривания.

В качестве примера были взяты два месторождения карстового типа в Тургайском прогибе, одно из которых (I.) приурочено к корам выветривания туфов, другое (II.) — к корам выветривания порфириров. В месторождении I. наблюдается следующий ряд пород:

глина смешанного состава → бокситовая глина → сухаристая бокситовая глина → сухаристый боксит → сухаристо-каменистый боксит → каменистый боксит.

В месторождении II. прослеживается несколько иной ряд:

глина смешанного состава → бокситовая глина → глинистый боксит → сухаристый боксит → каменистый боксит.

Нами были рассчитаны средние содержания Al, Fe, Ti, Si, Zr, Cr, Ga, Cu, Ni, Co и V (в мг) в 1 см³ для каждого типа породы, после чего все данные были нанесены на графики (рис. 6—7). При анализе полученных данных сразу наметились две стадии формирования бокситовых пород:

1. *Стадия выноса и накопления* элементов охватывает интервал от глин смешанного состава вплоть до формирования сухаристых бокситов.
2. *Стадия перераспределения*, когда происходит формирование конкреций каменистых бокситов.

Разделение на такие два этапа было несколько условным, так как оба эти процесса выноса-накопления и перераспределения в некоторой степени шли одновременно и тесно переплетались.

Поведение главных элементов

При разложении исходной глины смешанного состава в конце первой стадии выветривания, т. е. при образовании сухаристого боксита, из породы были в значительной степени удалены основания (44% Na, 93% K), нацело вынесен Mg, от 66 до 72% кремния, от 3 до 41% Fe⁺³. Это хорошо видно на графике рис. 6. На ранней стадии при переходе глины смешанного состава в бокситовую глину кремний выносился в количестве 33—38% от его содержания в исходной породе, что касается железа, то оно интенсивнее всего выносилось при формировании глинистого боксита (23%) из бокситовой глины, но уже и тогда в ряде случаев наблюдается его некоторое накопление и перераспределение (от 4 до 20%). Что касается алюминия, то уже в бокситовых глинах среднее содержание его в единице объема (1 см³) значительно превышает его среднее содержание в том же объеме исходной породы. Так, если в исходной глине месторождения I. Al составляет 263 мг/см³, то в бокситовой глине уже 312 мг/см³, в сухаристом боксите 334 мг/см³, а в месторождении II.

в глине смешанного состава 225 мг/см^3 алюминия, в бокситовой глине 281 мг/см^3 , в глинистом боксите 326 мг/см^3 , в сахаристом 400 мг/см^3 .

Это означает, что наряду с выносом кремния, уже в глинистых разностях начинают действовать процессы перераспределения глинозема. Кроме того определенное влияние на степень обогащенности алюминием оказывает примесь обломков пород, первоначально обогащенных в коре выветривания глиноземом. В равной мере это относится и к титану, который, если и выносился на стадии формирования глинистых бокситов (14%), в целом, к моменту образования сахаристых бокситов характеризовался не только относительным, но и абсолютным накоплением по сравнению с исходным содержанием его в глине смешанного состава.

Надо отметить, что после формирования сахаристых бокситов, в которых остается $56\text{--}90 \text{ мг/см}^3$ кремния (по сравнению с $195\text{--}269 \text{ мг/см}^3$ в исходной глине), вынос его продолжается и при формировании конкреций каменистых бокситов и составляет при этом около 50% . Но так как основания к этому моменту были почти нацело вынесены, то в целом вынос сокращается, и ведущую роль начинают играть процессы перераспределения железа, алюминия и титана.

Для оценки степеней концентрирования этих элементов при процессах формирования каменистых бокситов были вычислены по абсолютным количествам коэффициенты концентрирования (K_K). В месторождении I. интенсивно стягивалось железо, превышая почти в 3,5 раза его содержание во вмещающих сахаристых или глинистых бокситах. За ним следует алюминий ($K_{Al} = 1,7$), затем титан ($K_{Ti} = 1,0$). В месторождении II. наиболее активно перераспределяется также железо, но степень его концентрирования слабее ($K_{Fe} = 1,7$), за ним на втором месте следует титан ($K_{Ti} = 1,8$), а потом уже алюминий ($K_{Al} = 1,5$). Если желваки каменистого боксита формировались в бокситовой глине, то в этом случае наблюдался следующий ряд по степени интенсивности концентрирования: $Al \rightarrow Ti \rightarrow Fe$ ($2,1 > 1,8 > 1,5$).

Поведение малых элементов

Вынос малых элементов при образовании бокситов показан на графике рис. 7, где нанесены на логарифмическую основу средние содержания элементов (в мг/см^3) для всех типов бокситовых пород. Полученные кривые иллюстрируют степень подвижности того или иного компонента. При разложении глин смешанного состава в сахаристые бокситы по степени подвижности намечаются три группы элементов:

1. Наиболее подвижные Co, Ni, Cu которые претерпевают интенсивный вынос. Причем подавляющая часть этих элементов выносится в первый этап преобразования глин смешанного состава в бокситовые глины, что хорошо видно по перегибу кривых этих элементов на графике рис. 7. При этом кобальт выносится на $14\text{--}87\%$, Ni на $19\text{--}77\%$, а медь на $34\text{--}73\%$. И далее при формировании глинистых и сахаристых бокситов вынос Co, Ni и Cu продолжается, но уже с меньшей интенсивностью.
2. Малоподвижные Zr и V, которые, как видно на графике рис. 7, проявляют тенденцию к постепенному накоплению, причем, цирконий накапливается

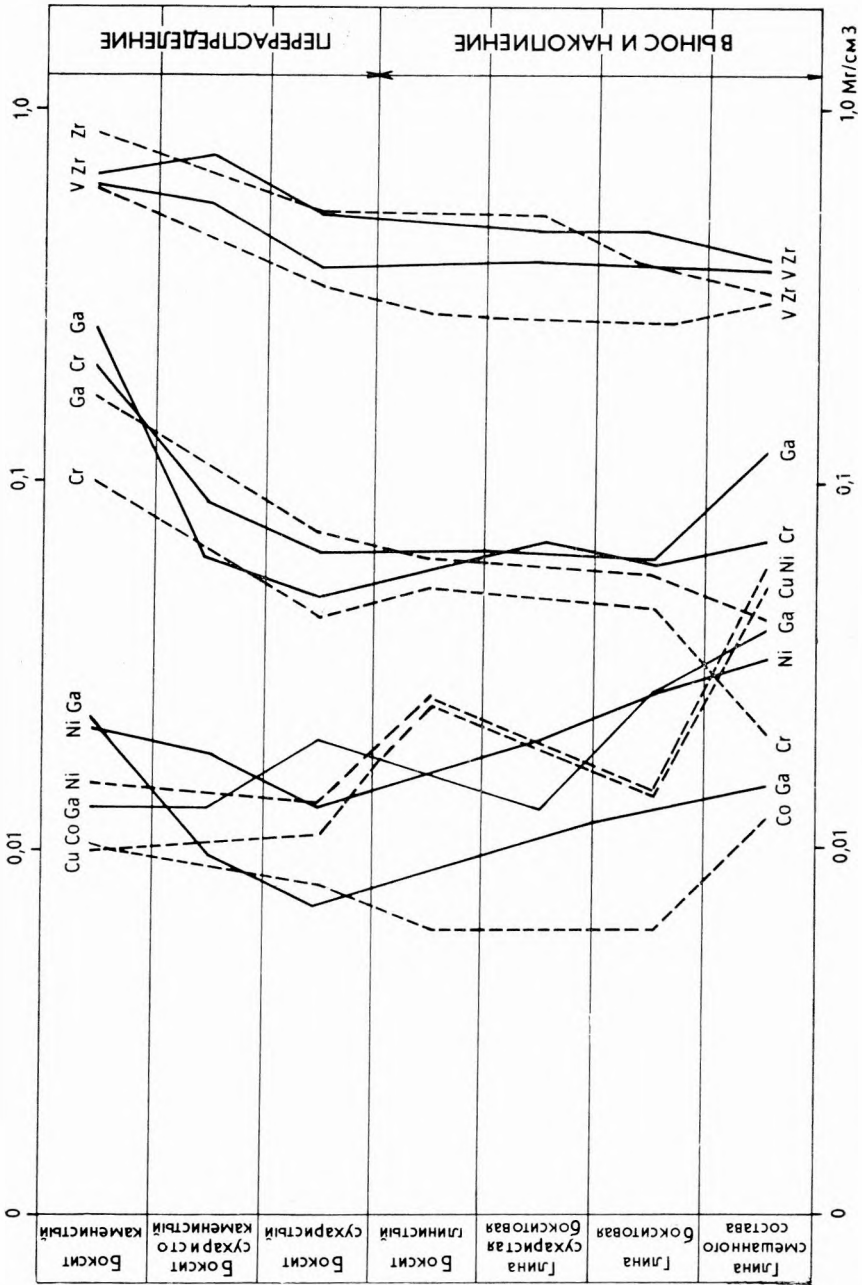


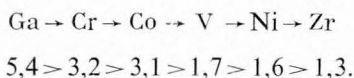
Рис. 7. Распределение малых элементов в бокситовых породах Тургайского прогиба
Условные обозначения: 1, 2. месторождение I, 2. месторождение II

несколько более энергично (18—20%), начиная с первого этапа преобразования в бокситовые глины, чем ванадий (2%). Собственно, ванадий начинает проявлять эту тенденцию несколько позднее в процессе преобразования глинистых бокситов в сухаристые.

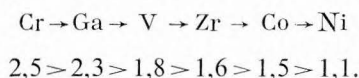
3. Ga и Cr, ведут себя совершенно различно в двух изученных нами месторождениях. Так, в месторождении I. Cr и Ga претерпевают сразу довольно значительный вынос на первом этапе при переходе глин смешанного состава и бокситовые глины (Ga: 13%, Cr: 39%). При дальнейшем преобразовании материала в сухаристые бокситы галлий продолжает выноситься (до 20%), а хром существенно не меняется. В месторождении II. глины смешанного состава характеризуются начальным гораздо более низким содержанием Cr и Ga. В 1 см³ содержится 0,021 мг хрома и 0,043 мг галлия по сравнению с 0,102 мг хрома и 0,41 мг галлия в глинах смешанного состава месторождения I.

Как показывают кривые Ga и Cr для месторождения II. на графике рис. 7, уже на первом этапе выветривания глин смешанного состава в бокситовые глины происходит накопление Ga и Cr далее содержание одного и другого элемента меняется довольно мало, а вот при переходе глинистых бокситов в сухаристые пути их расходятся, хром претерпевает вынос (на 17%), а галлий дальнейшее накопление (на 17%). Объяснить такую разницу в поведении этих двух элементов без дополнительных исследований пока не представляется возможным. Можно только предположить, что такая разница в поведении является отражением первоначального неравномерного распределения обломков, обогащенных этими двумя элементами, в частности, обломков магнитных железистых минералов.

На стадии перераспределения при формировании конкреций каменистых бокситов в числе легкоподвижных элементов остается только медь, которая выносится в количестве 19—35% от ее содержания во вмещающих сухаристых бокситах ($K_{Cu} = 0,3—0,9$). Что касается всех остальных элементов, то отношения их содержаний в каменистых конкрециях к содержанию во вмещающих сухаристых (или глинистых) бокситах (коэффициенты концентрирования K_K) показывают, что все они проявляют разную степень накопления. Сопоставление величин коэффициентов концентрирования позволяет наметить для месторождения I. следующий ряд по степени интенсивности концентрирования:



Для месторождения II. характерен несколько иной ряд:



Устанавливая степень концентрирования тех или иных элементов в каменистых бокситах, не следует забывать, что они в отличие от других разностей бокситовых пород содержат до 80% обломочных бобовин железисто-глиноземистого состава, которые «приносили» с собой ряд малых элементов, а также

алюминий и железо. Для того, чтобы в какой-то мере оценить роль бобовин как «носителей» того или иного химического элемента, были рассчитаны их абсолютные содержания в единице объема (в мг на см³) цемента каменистых бокситов. Полученные цифры были сопоставлены с содержаниями этих элементов в таком же объеме каменистого боксита в целом. Конечно, такой расчет несколько условен, так как для цемента принимается величина объемного веса, равная средней величине для каменистых бокситов, но в общем он дает некоторое представление о том, с какими структурными элементами связаны в каменистом боксите те или иные компоненты. Оказалось, что такие элементы, как Fe⁺³, Ga, Cr и V в значительной части оказываются тесно связанными с бобовинами каменистого боксита. Таким образом, резкое возрастание их содержаний от сухаристого боксита к каменистому объясняется не только процессом концентрирования при латеритном процессе, но и механическим «привнесом» этих элементов в осадок вместе с терригенными бобовинами, на что указывал ранее *Лавренчук*, изучавший распределение галлия в бокситах (*Лавренчук*, 1966). Таким образом, некоторые вариации в поведении Ga и Cr и других элементов при формировании каменистых бокситов в разных месторождениях могут объясняться различной первоначальной обогащенностью терригенных бобовин и их обломков этими элементами, а также количеством этих бобовин в породе их сохранностью и т. д. Для более точных выводов необходимо привлечение более широкого фактического материала по различным месторождениям карстового типа.

Как можно видеть, конкреции железисто-глиноземистого состава из верхней зоны латеритной коры выветривания были обогащены Cr, V и Ga. При разрушении коры выветривания такие конкреции могли попадать в карстовые воронки вместе с другим материалом и служили основой для образования бокситов. Это вполне согласуется с данными по каменистым бокситам, для обломочных бобовин железисто-глиноземистого состава которых характерны более высокие содержания Ga (в 4—10 раз); V (в 1,5—2,5 раза); и Cr (в 2—3 раза) по сравнению с содержанием этих элементов в цементе каменистого боксита.

Анализ полученных геохимических данных показал, что наличие целого ряда факторов, таких как первоначальная неравномерность в распределении обломков того или иного состава и перераспределение окислов и гидроокислов алюминия и железа, начинающееся на фоне выноса еще на ранних стадиях преобразования материала, не могут полностью замаскировать общую тенденцию латеритного выветривания и его характерные особенности. Они лишь только усложняют расшифровку поведения тех или иных элементов в этом процессе.

Сравнение спектров малых элементов для исходной глины смешанного состава и бокситовых пород изученного нами месторождения I. обнаруживает, что соотношения элементов в продуктах латеритизации прекрасно наследуются от первичной породы (рис. 8). Линии, соединяющие точки содержаний различных элементов в бокситовых породах следуют согласно за изгибами линии содержаний этих элементов в глине смешанного состава, что лишний раз подтверждает существующую между ними генетическую связь.

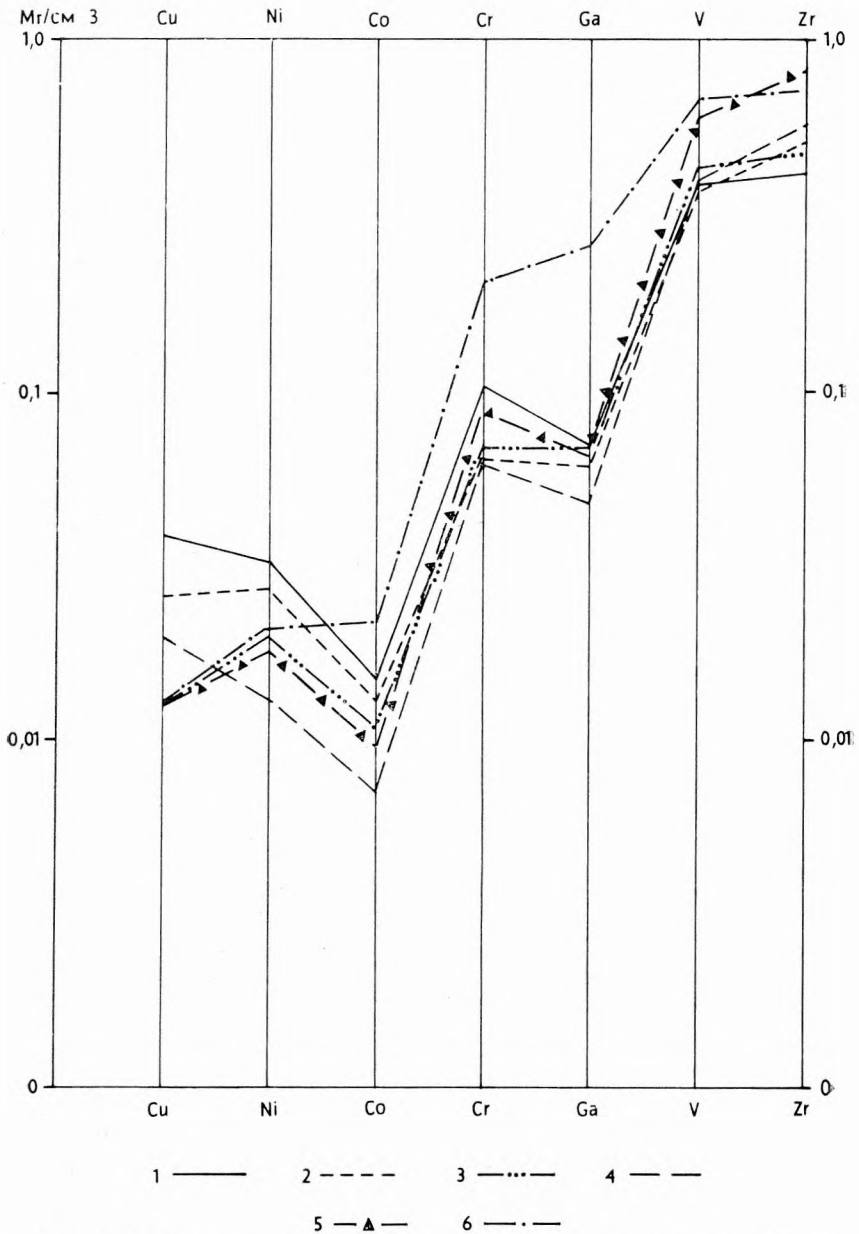


Рис. 8. Спектры малых элементов глин смешанного состава и генетически связанных с ними бокситовых пород

1. Глины смешанного состава, 2. глины бокситовые, 3. глины сухаристые бокситовые, 4. бокситы сухаристые, 5. бокситы сухаристо-каменистые, 6. бокситы каменные

ВЫВОДЫ

1. Процессы преобразования смешанного материала, переотложенного в карстовые воронки, в высокоглиноземистые породы (бокситы) имеют определенные черты сходства с процессами выноса и перераспределения вещества в латеритных корах выветривания. На ранней стадии этих преобразований от глин смешанного состава до сухаристых бокситов преобладает вынос подвижных элементов, на поздней (от сухаристых бокситов до каменистых) — перераспределение оставшихся в породе устойчивых. Из главных элементов выносятся в первую очередь основания и кремний, накапливаются Al, Fe и Ti. Малые элементы подразделяются на две группы: Co, Ni, Cu выносятся на 37—80%, V, Cr, Zr, Ga в гораздо меньшей степени и как правило накапливаются. Необходимо отметить, однако, что из четырех малоподвижных элементов в корах выветривания ванадий и хром оказываются более подвижными и выносятся в ряде случаев на 50%. При формировании карстовых бокситов Cr и Ga в ряде случаев выносятся более активно (до 30—35%), чем V и Zr.

2. Процессы выноса одних элементов и перераспределения других при формировании карстовых бокситов разделены во времени не столь отчетливо как в корах выветривания. Поэтому наряду с относительным накоплением Al, Fe и Ti (?) наблюдается абсолютное обогащение этими элементами бокситов по сравнению с глинами. Мы объясняем его активным перераспределением вещества: перемещением алюмогелей, образованием железисто-глиноземистых оболочек вокруг обломков и первичных бобовин, миграцией глинозема (прожилки и корки гиббсита) и т. д.

3. Принос терригенных бобовин и высокоглиноземистых обломков из латеритных горизонтов кор в карстовые воронки несколько нарушает картину распределения элементов в ряду пород и особенно в каменистых разностях бокситов, однако, не меняет общей тенденции выноса подвижных элементов и накопления устойчивых в процессе латеритизации переотложенного материала.

4. Установлено, что количественные соотношения малых элементов в корах выветривания, сохранивших реликтовую структуру, наследуются от исходной породы (рис. 2, 3). Сравнение спектров кор выветривания — источников сноса со спектрами переотложенных бокситовых пород показывает, что бокситы наследуют количественные соотношения этих элементов от кор выветривания. В процессе преобразования переотложенного материала соотношения элементов в общем сохраняются, что свидетельствует о тесной связи карстовых бокситов с источниками сноса и о сходстве процесса их преобразования с латеритным процессом в корах выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

- Басс, Ю. Б. 1960: Новые данные о геологическом строении и условиях образования месторождений бокситов юга УССР. — В кн. «Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах». Киев, Изд. АН СССР.
- Бушинский, Г. И. 1964: Латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов. — В сб. «Латериты.» Докл. сов. геол. Междунар. Геол. конгрессе, XXII сессия.
- Вахрамеев, В. А. 1964: Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. — Труды геол. Института АН СССР, вып. 102.

- Лавренчук, В. Н.* 1966: Некоторые вопросы геохимии галлия в бокситах. — В сб. «Генезис бокситов». Изд. Наука.
- Лисицына, Н. А.* 1968: Геохимия коры выветривания основных пород. — В кн. «Геохимия осадочных пород и руд.» Изд. «Наука», М.
- Лисицына, Н. А., Пастухова, М. В.* 1963: Структурные типы мезокайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. — Тр. Геол. ин-та вып. 95, изд. АН СССР.
- Лисицына, Н. А., Пастухова, М. В.* 1964: К вопросу о генезисе латеритных и латеритно-осадочных бокситов. — В сб. «Латериты». Докл. сов. геол. Междунар. Геол. конгрессе XXII сессия.
- Литвиненко, А. У., Додатко, А. Д. и Хорошева, Д. П.* 1963: Особенности строения, состав и полезные ископаемые коры выветривания на ультраосновных породах Среднего Приднепровья. — В сб. Кора выветривания № 6.
- Перельман, А. И.* 1961: Геохимия ландшафта. — Географгиз.
- Синицын, В. М.* 1962: Палеогеография Азии. — Изд. АН СССР.
- Страхов, Н. М.* 1968: Геохимия осадочного марганцево-рудного процесса. — Изд. «Наука», М.
- MILLOT, G., BONIFAS, M. 1955: Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et bauxitisation. — Bull. du Serv. de la Carte Géol. d'Alsace et de Lorraine, 8, fasc. I.

Н. А. Лисицына, М. В. Пастухова
Геологический институт АН СССР
Москва Ж-17
Пыжевский пер. дом № 7
СССР

О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ГЕОХИМИИ БОКСИТОВ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В. А. Теняков
(СССР)

Как известно, бокситообразование при определенных климатических условиях происходило и происходит в пределах всех основных тектонических структур земной коры — на платформах, в геосинклинальных областях и на океанических платформенных плитах. Имело оно место и в зонах с промежуточным, переходным тектоническим режимом. И хотя различия между указанными тектоническими структурами по целому ряду факторов, как-будто могущих влиять на процесс образования бокситов, очевидны, мы до сих пор практически не задавались вопросом: а не нашли ли они отражения в их химическом составе? Поставленный вопрос особенно касается осадочных бокситов.

Следует особо отметить, что определенную остроту этому вопросу придают развивающиеся представления о формировании бокситов геосинклинальных областей за счет вещества вулканогенных гидротерм (*Зеленов, 1964; Родченко, 1964*).

В настоящей работе автор, на основании анализа оригинального материала по средней распространенности (среднему содержанию) главных элементов и некоторых элементов-примесей в осадочных бокситах платформенных и геосинклинальных областей, показывает имеющиеся различия и делает попытку интерпретировать некоторые черты сходства или специфики в связи с особенностями их генезиса. По целому ряду причин, в данной работе, автор не считал пока нужным выделять из двух основных генетических типов бокситов — бокситов платформ и геосинклиналей — месторождения, сформированные в промежуточных, переходных по тектоническому режиму зонах; однако, не исключено, что это непременно придется сделать в последующей работе.

В процессе исследований в этом направлении аналитически было изучено вещество 46 платформенных и 31 геосинклинальных бокситовых месторождений. Каждое месторождение или рудопроявление было представлено одной средней составной пробой, собранной из всех основных литолого-структурных и литолого-фациальных разновидностей бокситов в пропорции примерно отвечающей реальной.

Все рассматриваемые в работе элементы-примеси определялись современными прецизионными методами химии (Co, Ni, Ge, Cl, Cu, Zn, Cr, Ga), спектрального (Be, Sc, Sn, Ca) и рентгеноспектрального (Zr) анализа (иногда с пред-

варительным химическим обогащением Li, Sr, Ba) и нейтронной активации (Au). Чувствительности примененных методов и относительные ошибки во всех случаях отвечали содержанию определяемых элементов и допустимым погрешностям.

I. О РАЗЛИЧИИ В СРЕДНЕЙ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БОКСИТАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Суммирование более чем 10 000 химических анализов наиболее типичных разновидностей осадочных бокситов двух основных тектонических структур земной коры, показало существование, с нашей точки зрения, значительных и принципиальных различий между ними (табл. 1). Так осадочные бокситы геосинклинальных областей, по сравнению с осадочными бокситами платформ, несколько богаче Al, но содержат заметно меньше Si и Ti. Количество Fe у них равное. Различие в среднем содержании Al и Si приводит к заметному различию в них кремниевого модуля (Al_2O_3/SiO_2).

Если признавать, что одной из кардинальных химических тенденций преобразования алюмосиликатного вещества в поверхностных условиях является разделение Al и Si, и если мерить соотношением между ними «глубину» прошедшего процесса и «зрелость» сформированного вещества (Ронов, Мигдисов, 1965), то из данных, приведенных в таблице 1, надо сделать вывод, что в среднем осадочные бокситы геосинклинальных областей представляют собой более глубоко проработанную и зрелую субстанцию, чем осадочные бокситы платформ.

Какие же причины могли лежать в основе этого химического эффекта? Ведь судя по тому, что его обнаруживают «средние цифры», причины эти должны носить какой-то общий характер и, безусловно, иметь отношение к их происхождению. Нам они представляются следующими.

Бокситовое вещество геосинклинальных областей, в силу целого ряда геологических их особенностей, мигрирует от мест своего возникновения в ла-

теритных по характеру корях выветривания к местам седиментации, как правило, гораздо больший путь, чем в условиях платформ. При этом, перемещаясь, главным образом, терригенным путем и, подавляющим большинстве случаев, по ложу из чистых карбонатных пород, оно дополнительно латеритизируется и, таким образом, достигает седиментационных депрессий в более «зрелом» состоянии. Этот же фактор, т. е. дальность переноса, приводит за счет естественных потерь в пути тяжелых аксессуарных минералов титана, и к понижению общего содержания Ti в бокситах геосинклинальных областей по сравнению с платформенными.

Таблица 1.

Элементы соотношения	Осадочные бокситы геосинклинальных областей (3481 анализов)	Осадочные бокситы платформенных областей (6725 анализов)
	вес. %	
Al_2O_3	56,0	47,0
SiO_2	5,0	11,0
TiO_2	2,8	4,0
Fe_2O_3 общ.	18,5	19,0
Al_2O_3/SiO_2	11,2	5,5

Таблица 2.

В платформенных условиях вещество латеритных кор выветривания перетлагается в самой непосредственной близости от материнских кор выветривания, в связи с чем оно может оказаться, во-первых, менее «зрелым» и, во-вторых, более разубоженным посторонними примесями; кроме того, при этом не создается условий для сколь угодно заметного отделения «терригенного титана». Все это в совокупности, как нам представляется, и дает вышевыявленный общий эффект.

Элементы	Осадочные бокситы геосинклинальных областей (403 пробы)	Осадочные бокситы платформенных областей (690 пробы)
	г/т	
Be	10	1,5
Sc	58	48
Sn	4,7	2,0
Co	20	15
Ni	150	70
Sr	230	150
Ge	4	4
Ba	210	210
Cl	39	38
Zr	610	680
Li	170	120
Cu	70	70
Zn	70	140
Ga	48	63
Cr	240	370
Au	0,0036	0,0049

II. О РАЗЛИЧИИ В СРЕДНЕЙ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В БОКСИТАХ ПЛАТФОРМЕННЫХ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Как явствует из таблицы 2, устанавливаются вполне определенные различия осадочных бокситов платформенных и геосинклинальных областей и в средней распространенности некоторых элементов-примесей, что вообще говоря, можно было ожидать после установления различий между ними в средней распространенности главных элементов и, особенно, причин приводящих к этому.

Чисто теоретически можно ожидать, что осадочные бокситы геосинклинальных областей должны отличаться от платформенных осадочных бокситов несколько большими содержаниями редких элементов-гидролизатов, но только теми из них, для которых их баланс в материнских латеритных корях выветривания складывается не в пользу аксессуарных (а в будущем терригенных) минералов. В противном случае — и тогда не только для элементов-гидролизатов — есть основания ждать более высоких содержаний их в осадочных бокситах платформ. Для целого ряда других элементов, характеризующихся менее контрастной картиной их распределения между «легкой» и «тяжелой» фракциями в исходной латеритной коре, а также в связи с особенностями их геохимии, мы в среднем можем и не уловить каких-либо различий в их распространенности в бокситах обоих типов, правда если не принимать в расчет других возможных факторов.

Полученные нами данные показывают, что вещество бокситов геосинклинальных областей несколько больше концентрирует Be, Sc, Sn, Co, Ni и Sr в то время как вещество платформенных бокситов относительно обогащается

Таблица 3.

Средние содержания некоторых элементов-примесей в наиболее характерных месторождениях
бокситов платформенных областей (г/т)

Месторожде- ния	Число проб, входящих в среднюю пробу	Sn	Be	Sc	Sr	Ba	Zr	Cr	Co	Ni	Ge	Au	Li	Zn	Cu	Cl
Тихвинское	25	1,8	0,9	39	260	270	300	240	20	160	4	0,0022	660	150	50	48
Южнотиман- ское	9	7,9	4,0	не опр.	не опр.	2070	2070	не опр.	не опр.	не опр.	2	0,0056	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.
Аркалыкское	31	2,9	0,5	40	50	80	740	160	5	5	4	0,0010	но*	130	80	21
Красноок- тябрьское	24	1,9	1,5	45	150	210	680	370	15	70	2	0,0071	120	140	70	не опр.
Порожин- ское (Центр. Сибирь)	12	2,0	3,2	37	50	90	740	270	5	5	8	0,0022	но	100	130	30
Ибджиблек- ское (пери- ферия Чадоб- ецкого под- нятия)	5	2,3	1,8	53	60	70	440	950	5	20	3	0,0120	но	20	40	31
Центральное (Чадобец- кое)	13	2,1	2,4	49	600	620	1330	780	5	10	4	0,0290	но	180	60	34
Кайракское (Средняя Азия)	7	0,9	1,6	78	180	450	300	680	40	20	9	0,0018	32	450	90	50

* но = не обнаружено

Таблица 4.

Средние содержания некоторых элементов-примесей в наиболее характерных месторождениях бокситов геосинклинальных областей (г/т)

Месторождения	Число проб, включенных в среднюю пробу	Sn	Be	Sc	Sr	Ba	Zr	Cr	Co	Ni	Ce	Au	Li	Zn	Cu	Ct
СУБР	30	5,2	9,0	65	360	230	390	240	20	150	3	0,0066	30	не опр.	не опр.	33
ЮУБР	11	6,6	12,6	72	400	260	590	180	20	90	4	0,0050	47	160	60	22
Боксонское	6	3,6	10,8	54	440	1600	800	4620	30	560	3	0,0020	28	260	40	38
Актауское (Центр, Кызыл-Кумы)	5	5,2	13,7	94	460	90	580	440	5	60	4	0,0037	320	90	20	38
Рударенское (Карпаты)	4	8,4	7,2	58	60	200	510	240	20	150	3	0,0012	170	70	70	25
Басманкермен- ское (Крым)	8	1,7	13,3	42	60	200	490	310	20	150	4	0,0007	100	250	80	36
Охнинское (Средняя Азия)	4	5,4	7,3	48	100	200	670	400	10	100	5	не опр.	60	60	60	36
Обуховское (Салаир)	12	4,7	1,6	52	60	370	1110	40	5	20	9	0,0036	30	70	40	не опр.
Бердское (Салаир)	9	2,1	16,6	36	1500	90	740	50	10	60	2	0,0029	330	90	60	18
Венгрия (ряд месторождений)	19	10,0	4,3	69	220	20	600	240	20	150	4	0,0015	200	80	80	27
Драчевец (Югославия)	6	9,0	7,9	60	300	250	650	300	30	200	4	0,0044	150	90	60	45
Игеа (Греция)	9	9,8	10,1	74	240	200	710	880	50	350	6	0,0110	120	60	70	69

Zn, Ca, Sr и Au. Такие элементы, как, Ge, Ba, Cl, Zr, Li и Cu не обнаруживают каких-либо различий в их распространенности в обоих типах.

Ниже в таблицах 3 и 4 приведены средние содержания рассматриваемых элементов в некоторых наиболее типичных месторождениях осадочных бокситов двух тектонических структур земной коры.

III. О ДВУХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМАХ БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Ge в бокситах и проблема влияния вулканогенных гидротерм на бокситообразование в геосинклинальных областях. Сейчас уже можно считать твердо установленным тот факт, что Ge весьма специфично представляется в железных рудах в зависимости от их генезиса (*Григорьев, Зеленов, 1965*). Наивысшие его содержания (~ 10 г/т) присущи железорудным месторождениям, связанным с подводным гидротермально-экспазионным вулканизмом; значительно беднее Ge железные руды, образованные деятельностью вулканов в прибрежно-морских условиях; и, наконец, совершенно отсутствует Ge в вулканогенно-осадочных железных рудах, сформированных в процессе наземного вулканизма. В этой связи, нам представлялась весьма интересной, хотя и не бесспорной, попытка использовать распространенность Ge в бокситах для оценки роли или влияния различных по генезису вулканогенных гидротерм на образование бокситов в геосинклинальных областях.

Установленная нами картина совершенно одинаковой распространенности Ge в бокситах обоих типов заставляет, как нам представляется, более уверенно говорить о том, что и те и другие образования скорее всего являются производными обыкновенных латеритных кор выветривания алюмосиликатных пород. Кстати заметим, что и все другие изученные нами элементы, их количества и, особенно, соотношения между собой, не свидетельствуют в пользу хоть какой-либо роли любых по генезису вулканических газово-жидких погонов на бокситообразование в геосинклинальных областях.

О фациальных условиях формирования осадочных бокситов геосинклинальных областей. Анализ впервые сделанных в бокситах обоих типов определения Cl, а также отчасти Bg и J (табл. 2—5), позволяет внести новые данные в хорошо известную и давнюю дискуссию о том, прибрежно-морские или пресноводные (континентально-пресноводные) бокситы геосинклинальных областей*.

Нам представляется что практическое отсутствие различий в распространенности этих элементов в бокситах обоих типов, а также гораздо большая близость J/Bg отношения бокситов геосинклинальных областей к J/Bg отношению, свойственному пресным водам, может служить серьезным аргументом в пользу того, что осадочные бокситы геосинклинальных областей формировались в пресноводных водоемах и, вероятней всего, на суше, но вблизи береговой линии.

* За неимением места, мы оставляем в стороне вопрос о самой возможности использования, в частности Cl, для хотя бы качественной реконструкции солености вод, в среде которых проходила седиментация бокситового вещества.

Таблица 5.

Элементы соотношения	Бокситы геосинклинальных областей, красные (СУБР, ЮУБР)	Морская вода	Пресные воды
		(Виноградов, 1967)	
г/т			
Вг	9,0	66	0,02
Ж	8,7	0,05	0,002
Ж/Вг · 10 ⁴	9700	7,6	1000

IV. ОБ ЭВОЛЮЦИИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ БОКСИТОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВО ВРЕМЕНИ

В 1966 году, учитывая что бокситопоявления известны нам на протяжении огромного отрезка геологической истории Земли — от нижнего протерозоя (метаморфизованные бокситы) до ныне образующихся в тропических областях — и что любым осадкам свойственно изменение своего химического состава во времени, мы проанализировали изменение во времени химического состава бокситов геосинклинальных областей. Было проанализировано изменение содержания главных элементов начиная с бокситов кембро-синийского возраста до палеоцен-эоценовых бокситов о. Ямайка. Данные по триасовым, юрским и меловым бокситам Средиземноморской геосинклинальной области были соответственно суммированы по своим возрастным интервалам.

Полученная, таким образом, картина оказалась весьма интересной. С течением времени, от более древних к более молодым бокситам, улавливается тенденция некоторого возрастания содержания Al и Ti и падение содержания SiO₂. Соответственно этому очевидно возрастает во времени величина алюмокремниевого модуля (Al₂O₃/SiO₂). Иначе говоря, создается впечатление возрастания во времени «зрелости» бокситового вещества, которое как уже упоминалось, мы привыкли мерить по степени разделенности Al и Ti.

Касаясь здесь кратко возможных причин этой эволюции, заметим, что пока трудно говорить обязана ли она интенсификации во времени бокситоформирующих факторов или же связана с «ресилификационным эффектом», в связи с химической неустойчивостью гидроокислов алюминия в земной коре, как это полагал Вернадский (Горбачев, 1966).

* * *

Кратко суммируя все показанное выше, мы приходим к следующим основным выводам:

1. Осадочные бокситы геосинклинальных и платформенных областей несколько различаются между собой как по среднему содержанию главных элементов — Al₂O₃, SiO₂ и TiO₂, так и ряда элементов-примесей — Be, Sc, Sn, Co, Ni, Sr, Zn, Ga, Cr, Au, причем, судя по заметной большей величине Al₂O₃/SiO₂-

отношения, вещество бокситов геосинклинальных областей следует считать более «зрелым», чем бокситов платформ.

2. Основной причиной, приводящей к этому химическому эффекту, по-видимому, надо считать гораздо большую дальность переноса «бокситовой субстанции» от мест возникновения к местам седиментации и ложе из чистых карбонатных пород, по которому в большинстве случаев осуществляется эта транспортировка. Благодаря этому, бокситовое вещество дополнительно латеритизируется, а также теряет часть «терригенного титана».

3. Вулканогенные гидротермы не оказывают сколько-нибудь заметного влияния на формирование бокситов в геосинклинальных областях.

4. Седиментация бокситов геосинклинальных областей происходила вероятнее всего в пресноводных водоемах, на суше, но вблизи береговой линии.

5. Химический состав (главные элементы) осадочных бокситов геосинклинальных областей обнаруживает закономерные изменения во времени. При этом, наиболее очевидной и важной тенденцией является возрастание от более древних к более молодым бокситам их алюмо-кремниевое модуля, т. е. степени разделенности Al и Si.

ЛИТЕРАТУРА

- Зеленов, К. К.* 1964: Замечания к критике хемогенной теории бокситообразования. — Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Родченко, Ю. М.* 1964: Некоторые особенности геологического строения и достоверность результатов разведки североуральских бокситовых месторождений. — В кн. «Закономерн. форми. и размещ. полезн. ископ. на Урале», т. 3. Бокситы, Свердловск.
- Рошов, А. Б., Мигдисов, А. А.* 1965: Основные черты геохими элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, № 2.
- Григорьев, В. М., Зеленов, К. К.* 1965: Об источнике германия в железных рудах. — Геохимия, № 5.
- Виноградов, А. П.* 1967: Введение в геохимию океана. — Изд. «Наука», М.
- Кейт, М., Дегенс, Э.* 1961: Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. — В сб.: «Геохимические исследования», Изд. ИЛ, М.
- Борбачев, Б. Ф.* 1966: Геологическое значение ресификации бокситов. — В кн.: «Генезис бокситов», Изд. «Наука», М.

В. А. Теняков

*ВИМС Министерства Геологии СССР
Москва, Старомонетный пер. 29.
(СССР)*

BAUXITE HYDROGEOLOGY
HYDROGÉOLOGIE DES BAUXITES
HYDROGEOLOGIE DER BAUXITE
ГИДРОГЕОЛОГИЯ БОКСИТОВ

HYDROGEOLOGY OF HUNGARIAN BAUXITE OCCURRENCES AND PROTECTION OF BAUXITE MINES AGAINST WATER INRUSHES

by

B. VIZY
(Hungary)

INTRODUCTION

The most significant bauxite occurrences in Hungary are in the region of the Transdanubian Central Mountains. The largest ones are located in the areas: Halimba, Nyirád, Iszkaszentgyörgy and Fenyőfő. 85–90% of the present bauxite production comes from the mines working in the first three areas.

The bulk of the Transdanubian Central Mountains consists of hills built up by Mesozoic carbonate rocks projecting some hundred meters out of the surrounding Neogene basins. The carbonate rocks (limestones, dolomites) are fissured and karsted and they store large quantities of water. In these reservoir rocks, large or small independent karst water systems were formed depending upon the tectonical conditions and the nature of impermeable intercalculations. The most important of them is the main karst water system forming an integrated hydraulic system, the reservoir rock of which is represented by Upper Triassic dolomites and limestones as well as Jurassic, and in some places, Lower Cretaceous limestone. 85% of our prospected bauxite reserves is threatened by karst water danger.

The extremely unfavourable hydrogeological conditions of the bauxite occurrences and bauxite mines are proved by the following:

In 1968, 84% of the total amount of water pumped in mining was karst water, all of which was raised from the mines of the Transdanubian Central Mountains. The amount and ratio of water to be pumped from bauxite mines is rapidly increasing. While in 1960 18% of the total water lifted at an average pumping rate of 190 m³/min from the mines of the Transdanubian Central Mountain came from the bauxite mines, in 1968 44% of the total 524 m³/min water lifted came from this source.

Out of the planned water quantity of 700 m³/min to be pumped out in 1975, bauxite mines will raise 53% (Figs. 1–2). In 1968, pumping 230 m³/min of water from bauxite mines means 61 m³ of water per metric ton of bauxite mined.

This compelled or rather forces us to perform systematic hydrogeological examinations, research and evaluations of the karst water. In the present

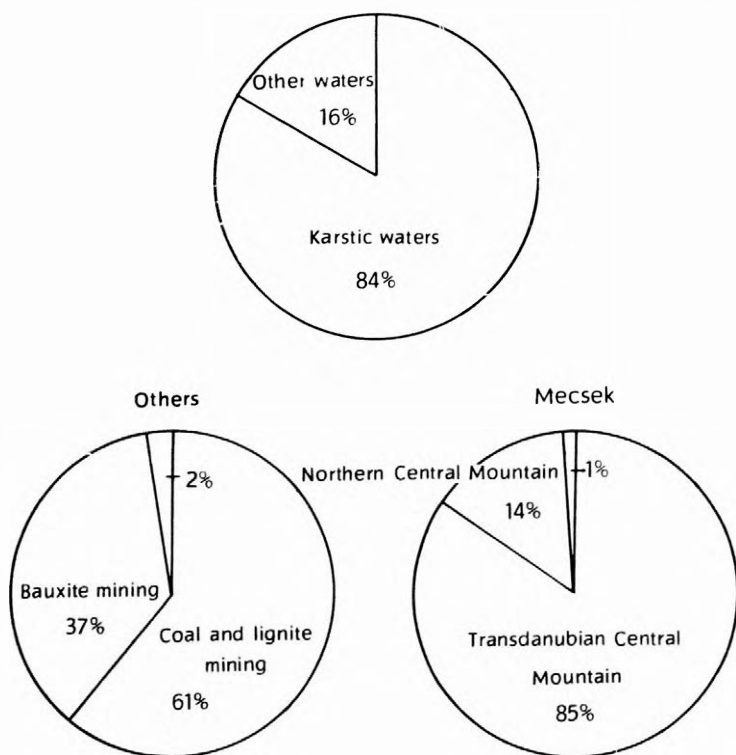


Fig. 1. The distribution of the water production in the mining in 1968

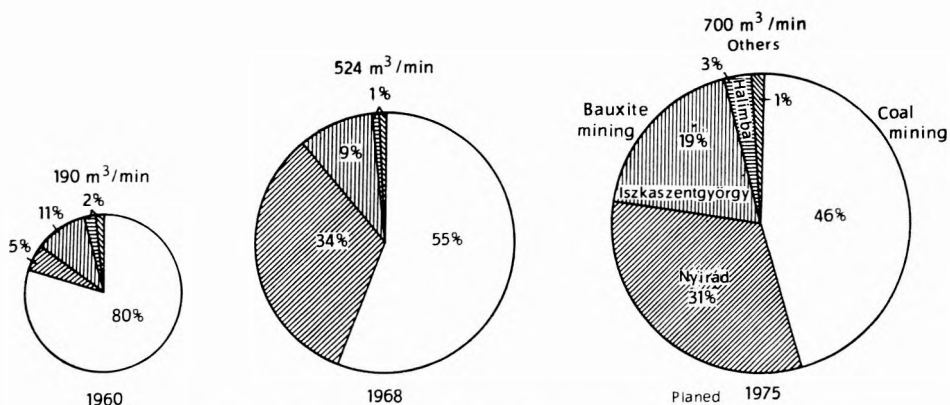


Fig. 2. The distribution of the water production in the mining of the Transdanubian Central Mountains

paper, it has been endeavoured to present the whole problem of bauxite mining and karst water, i.e. starting with the description of the hydrogeological conditions, specifying the methods and practical aspects of protection against mine inundation and their technical solution, and concluding with an evaluation of the factors that may affect rentability.

KARST WATER SYSTEMS OF THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS

Before going into the details of the hydrogeological conditions of the individual bauxite occurrences it is essential to get acquainted schematically with the hydrogeology of the entire Transdanubian Central Mountains (Fig. 3). Amongst the rocks forming the range, from a hydrogeological point of view, the most important ones are the Norian "Hauptdolomit" and Dachstein limestone, belonging to the Norian and Raetian stages, which are the reservoir rocks of the main karst water system as already mentioned in the introduction. In younger carbonate rocks (Upper Cretaceous, Eocene, Miocene), depending upon the tectonic and stratigraphic conditions, minor karst water systems of more restricted extension in both horizontal and vertical directions were formed. The degree of karstification of reservoir rocks changes according to their conditions of formation, possibilities of interior karstification, intensity, direction and frequency of tectonic stresses. The independence of the different water systems is only relative; they may always be in partial hydraulic connection depending on the fracture lines and on the permeability of the less permeable or impermeable beds.

Water flow-out from the karst water systems is, first of all, compensated by infiltration of precipitation through the outcrops of the reservoir rocks. The infiltrated rain water returns to the surface through natural springs or artificial water discharges. The karst water systems maintain their equilibrium till no surplus water is lost over and above that returning to the surface. In their equilibrium state, the karst water systems have a definite piezometric level depending upon the quantity of water infiltrated and the filtration factor of the rockmass.

The original level of the main karst water system is determined first of all by the location, infiltrability factor and surface relief of the Upper Triassic dolomites and Dachstein limestones as well as the discharge and position of natural water sources. Thus, the level of the karst water system is the highest for the open karst in high relief position (+260 – +270 m a. s. l.) and it decreases towards the local base-level of erosion +100 – +120 ms.

In the Transdanubian Central Mountains, mining operations (brown coal, lignite, bauxite, manganese ore) are going deeper and deeper and thus an even higher proportion of the mineral resources is to be extracted from depths endangered by karst water. Water pumping had already disturbed the equilibrium of the main karst water system at the beginning of the century but in the last decade, this process was so much accelerated that the depression area due to water lifting has been modified to 40% of the original karst water table.

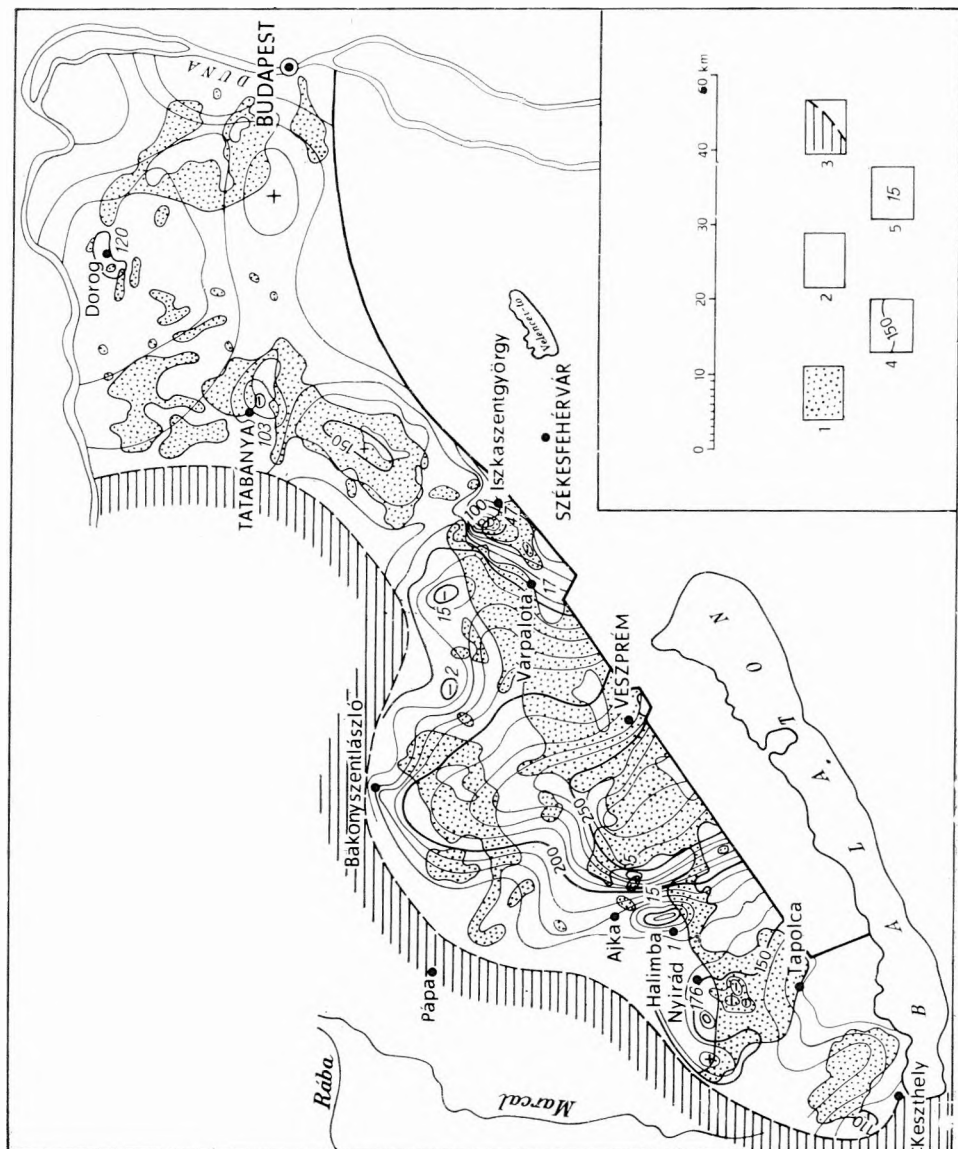


Fig. 3. Triassic karstic water-system of the Transdanubian Central Mountains

1. Exposed karst surface, 2. covered karst formation near surface, 3. covered karst formation in bigger depth, 4. contours of Triassic karstic water-system (above sea level), 5. water production of the mine in Dec. 1968, in m³/min

The methods of protection used in mining against karst water may be *preventive passive*, or *active*. In coal mining and, up to 1960, in bauxite mining also, a combined preventive—passive protection method was used. In bauxite mining, the difficulties felt in prospecting and mining due to the geological setting of the ore made it compulsory to adopt the active protection method in several places. The passive protective method essentially consists of post-closing of water inrushes or pumping of inrushed water. The preventive protection method comprises those protective methods against water inundation which aim at preventing, decreasing, or shifting in time, the occurrence of the water inrushes. In the case of the active protection method, the accompanying rock beds are dewatered before mining is started so that extraction takes place in the dry depression space.

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE HUNGARIAN BAUXITE REGIONS

In the following, we will discuss the hydrogeological conditions and results obtained so far with the dewatering of the most significant bauxite industrial areas in the order of their water danger.

Nyirád

The Upper Triassic dolomites underlying the bauxite formation can be traced on the surface towards S and it subcrops towards N. The bauxite lying in the varied size tectonic-karst depressions of the dolomite mostly falls under the +175—+178 ms original level of the main karst water system. Dolomite is normally hard, but specially along the fracture lines, it is crushed, ground and of a cataclastic structure. In the uppermost 10–15 metres, it is weathered and karsted. Along the faults, cavities of the order of decimetres can be detected in the rock. The rock is very permeable near its surface along the faults (Fig. 4 and 5).

The roof of the bauxite is formed of Lower and Middle Eocene clay, marl, limestone as well as Miocene conglomerates, sandstones, limestones, clays and gravels. The roof sequence ends with Quaternary gravels, sandstones, and clays. In the N-W region, Upper Cretaceous marl and limestone can also be found in the bed series. Most of the overlying beds are permeable; impermeable inter-beddings are not widespread.

The area is strongly stressed by tectonic movements; most of the fractures are due to disjunctive movements. Along the faults, repeated slip of rocks due to later tectonic movements can be experienced which helped increase their permeability. Exact investigation of the tectonic conditions is made difficult by the fact that the present footwall surface was formed by combination of tectonic and karstic processes.

In the bauxite areas, there is nowhere very extensive karst water storey above the level of the main karst water system due to the smallness in extension and thickness as well as the faulted structure of the impermeable beds. The nature of the karst area is open or, in some places, it is a freemirror covered karst.

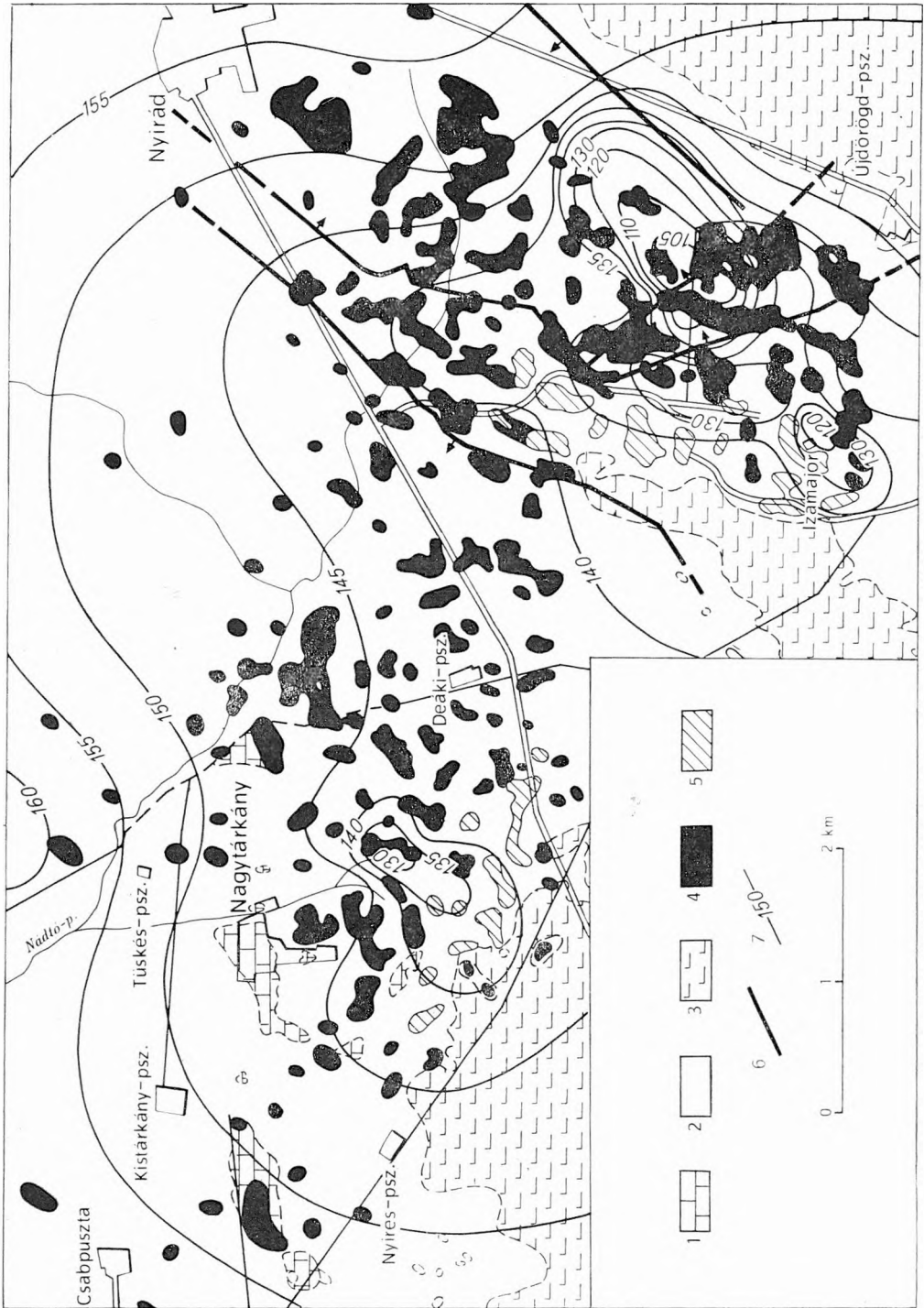


Fig. 4. Hydrogeological map of the Nyirád bauxite occurrence

1. Eocene formations on the surface, 2. Cretaceous formations on the surface, 3. Upper Triassic dolomite on the surface, 4. bauxite deposit under the surface, 5. exploited bauxite deposit, 6. fault line, 7. contours of the Triassic karstic water-system (above sea level)

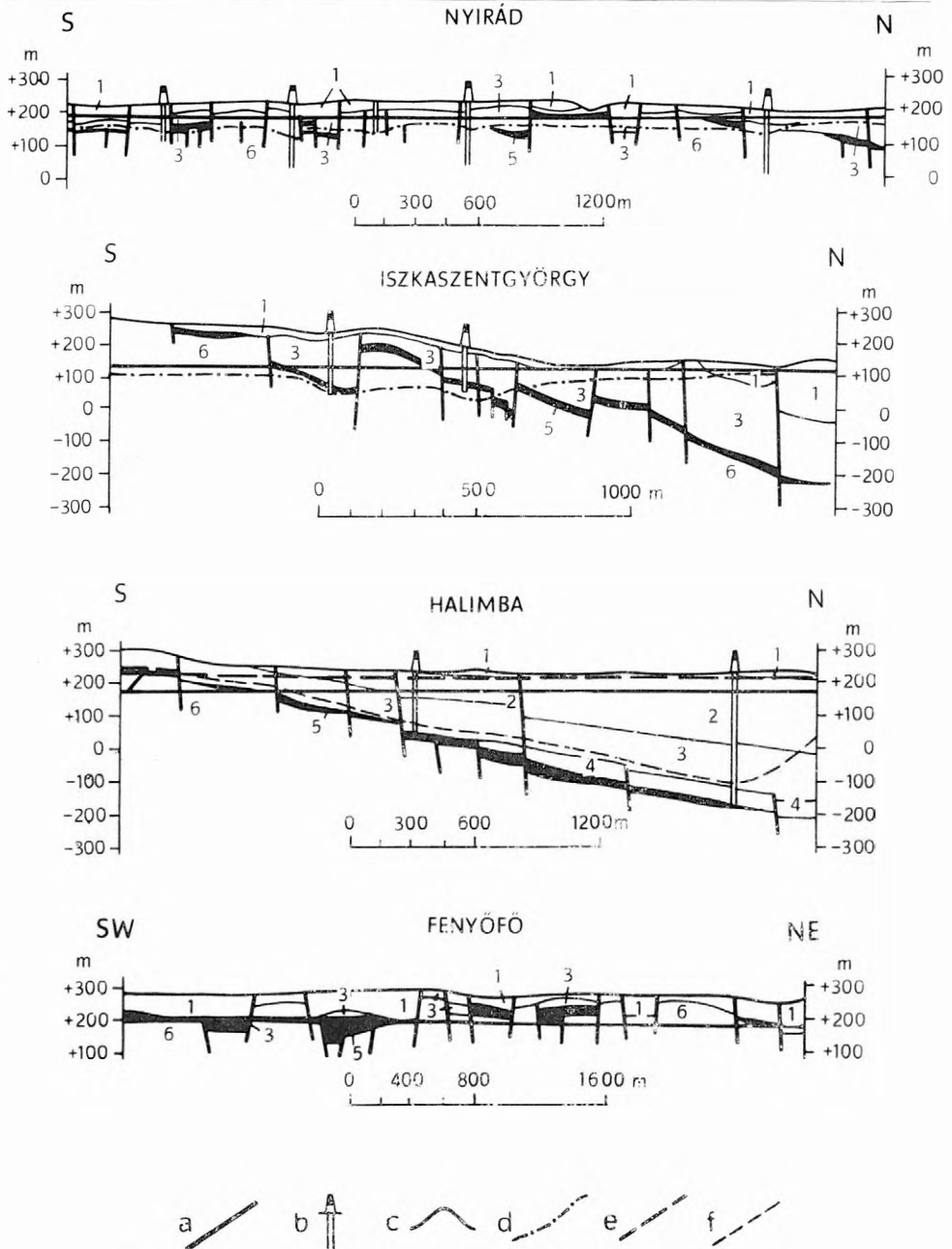


Fig. 5. Typical hydrogeological sections of the main bauxite areas

1, Formations younger than Eocene, 2, Upper Eocene formations, 3, Middle and Lower Eocene formations, 4, Upper Cretaceous formations, 5, Upper Cretaceous bauxite, 6, Upper Triassic limestone and dolomite. a=fault, b=shaft. — Water-level of the Triassic karstic water-system: c=original, d=at 1. I. 1969. — Water-level of the Eocene karstic water-system: e=original, f=at 1. I. 1969.

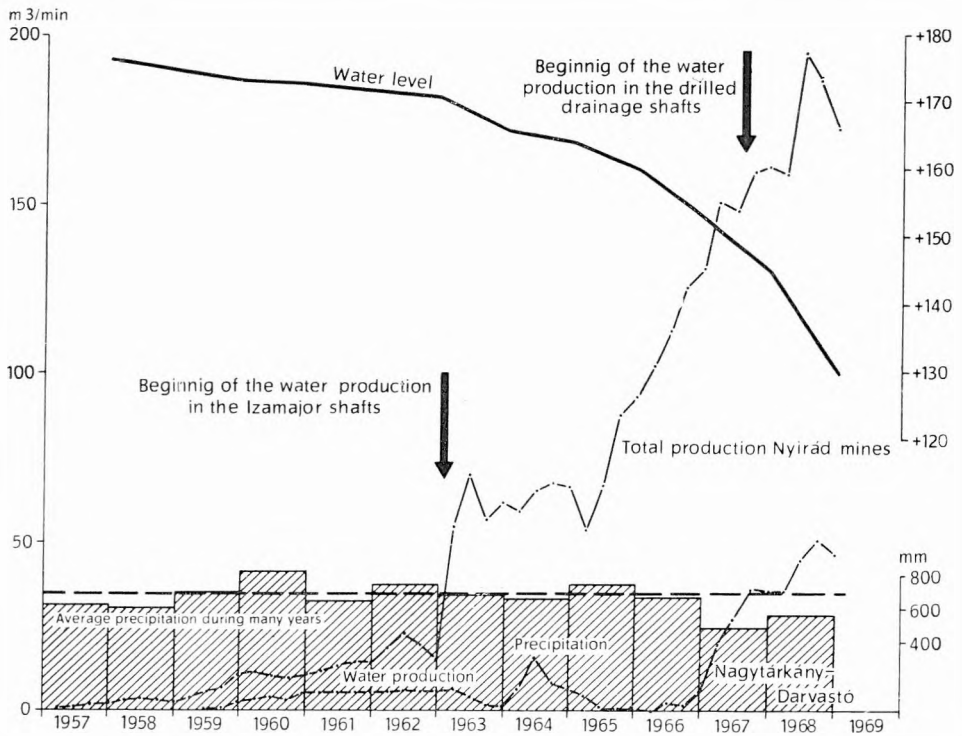


Fig. 6. Water production of the Nyrád bauxite mines and the sinking of the karst-water level

During the extraction of bauxite lenses, water pumping has been going on since 1950 but has become systematic only from 1955. Since then, the amount of water handled in bauxite mining in the area kept on increasing gradually but from 1963, it increased considerably (Fig. 6). This sudden increase in water pumping was due to the introduction of active water inrush protection. This was necessary because the bauxite production was going into deeper and deeper levels and also because the dangerous water inrushes (5–20 m³/min) impeding the development and production of mines.

The average radius of the depression area caused by water pumping is very large, about 10 kms, due to good permeability; the sinking of the water level in the mining area approaches 50 ms.

Fig. 7. Hydrogeological map of the Iszkaszentgyörgy bauxite occurrence

1. Eocene formations on the surface,
2. Upper Triassic limestone and dolomite on the surface,
3. bauxite deposit under the surface,
4. exploited bauxite,
5. fault line,
6. contours of the Triassic karstic water-system (above sea level),



Iszkaszentgyörgy

The bauxite occurrence is situated near the eastern boundary of the Bakony Mountains (Fig. 7). Due to the smaller impermeability of the accompanying beds, from the water danger point of view, the mines in the area are, to some extent, in a slightly more favourable condition compared to those at Nyirád. Here too the bauxite is underlain by Upper Triassic dolomite which is strongly fractured, karsted, weathered in the upper 5–10 ms. At depths, it is stratified and thin-bedded. In the fracture zones, it is crushed. In the roof of the bauxite formation, there are Eocene carbonate rocks with good permeability and further sandy Pliocene formations. The stratiform bauxite deposits are separated by structural lines from one another. Usually, the fractured zones are more permeable than the surrounding rocks but no regular law can be shown regarding the relationship of permeability with the direction or throw of faults. Another small Eocene karst water system is known to exist above one part of the bauxite formation due to impermeable Eocene marls (Fig. 5.).

From the bauxite mines of the area, since 1950, rapidly increasing amounts of water are being raised which have already caused sinking of the original water level by 60–70 ms in the area of the working mines (Fig. 8). Due to active dewatering, water pumping is, at present, as high as 45–50 m³/min, the effective radius of the depression formed is, on the average, 6 kms and this connects with the depression area caused by the pumping of karst water from the Balinka coal mine.

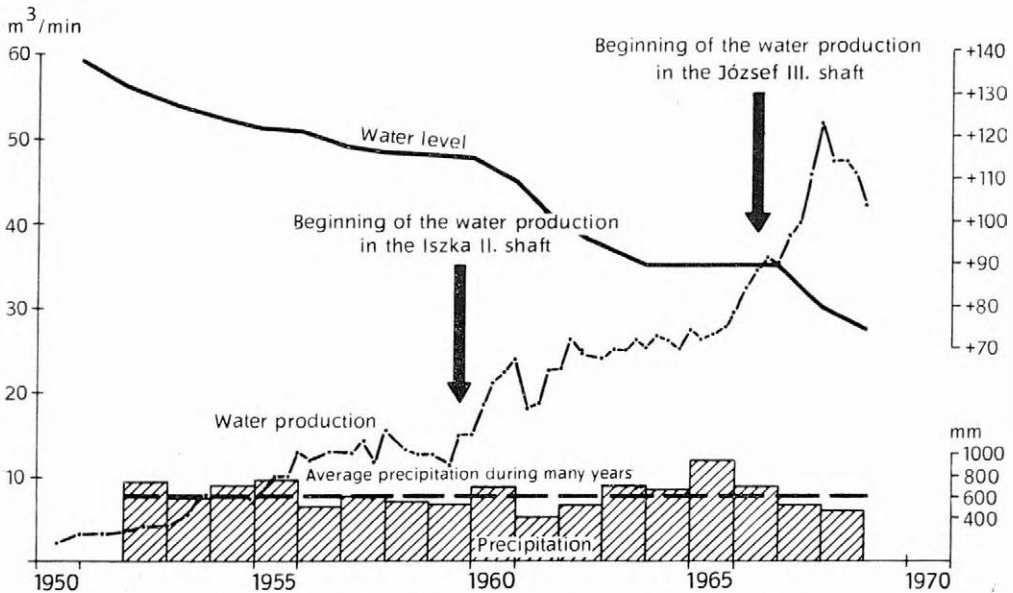


Fig. 8. Water production of the Iszkaszentgyörgy bauxite mines and the sinking of the karst-water level

Halimba

The hydrogeology of the area differs significantly from that of the first two areas. The bed rocks of the large, extensive bauxite deposit are Upper Triassic Dachstein limestone and dolomite. The upper surface of the rocks is karsted but the cavities and fissures so formed were later filled in by materials of a composition similar to bauxite up to a depth of 50 ms. This upper zone, according to observations made up to now, is practically impermeable; in boreholes, only at higher depths, a connection with the main karst water system could be detected. During the mining operations, significant water inflow was not experienced though these operations have been going on below the level of the water system (Fig. 9).

The hanging wall of the bauxite bed dipping towards N is formed in the northern sector of Upper Cretaceous beds (conglomerate, marl, coal seams) with increasing thickness to the N, while, in the southern sector it is of Lower or Middle Eocene limestones. From the hydrogeological point of view the Lower and Middle Eocene limestones and calcareous marls found in the roof of the bauxite deposit and in the neighbourhood over a large horizontal area with an average thickness of 40–80 ms, are very important (Fig. 5). An independent water system can be shown in the karsted sequence. To the S and E directions of the occurrence places, these rocks crop out and so a fast compensation of the water system by rain water is directly assured.

The original level of the Eocene karst water system lies between +200–+220 ms. Mines tapped out the water system and with a water quantity of 3–6 m³/min, the original level sank by 30–160 ms. The brown coal mines of the Ajka basin are also draining the Eocene karst water system. As a result of simultaneous pumping of water from different mines, the effective radius of the depression so formed is practically equal to the extent of the parent rock of the water system.

Bearing in mind the above facts, it was decided to use the active method against the Eocene karst water system and the preventive one against the main karst water system.

Fenyőfő

While illustrating the hydrogeological conditions of this area, we have to rely on the data obtained from the exploratory boreholes only because there is no mine and consequently no pumping in the area.

Due to tectonical movements, bauxite overlies the Upper Triassic dolomites at different depths and in different thickness. The dolomite found on the surface in the S sector and going deeper towards north N is well karsted, strongly crushed, and fissured, especially so in the upper part (Fig. 10).

The overlying beds are of Eocene, Miocene, Pliocene and Pleistocene age. Carbonate or other good permeable rocks of large area and considerable thickness could not be found in the overlying rocks. Accordingly no other independent karst water system could be formed above the main karst water system. In this area, the level of the karst water system lies between +170–+200 ms (Fig. 5). Table I contains the most important data regarding the protection against water danger in the bauxite areas discussed.

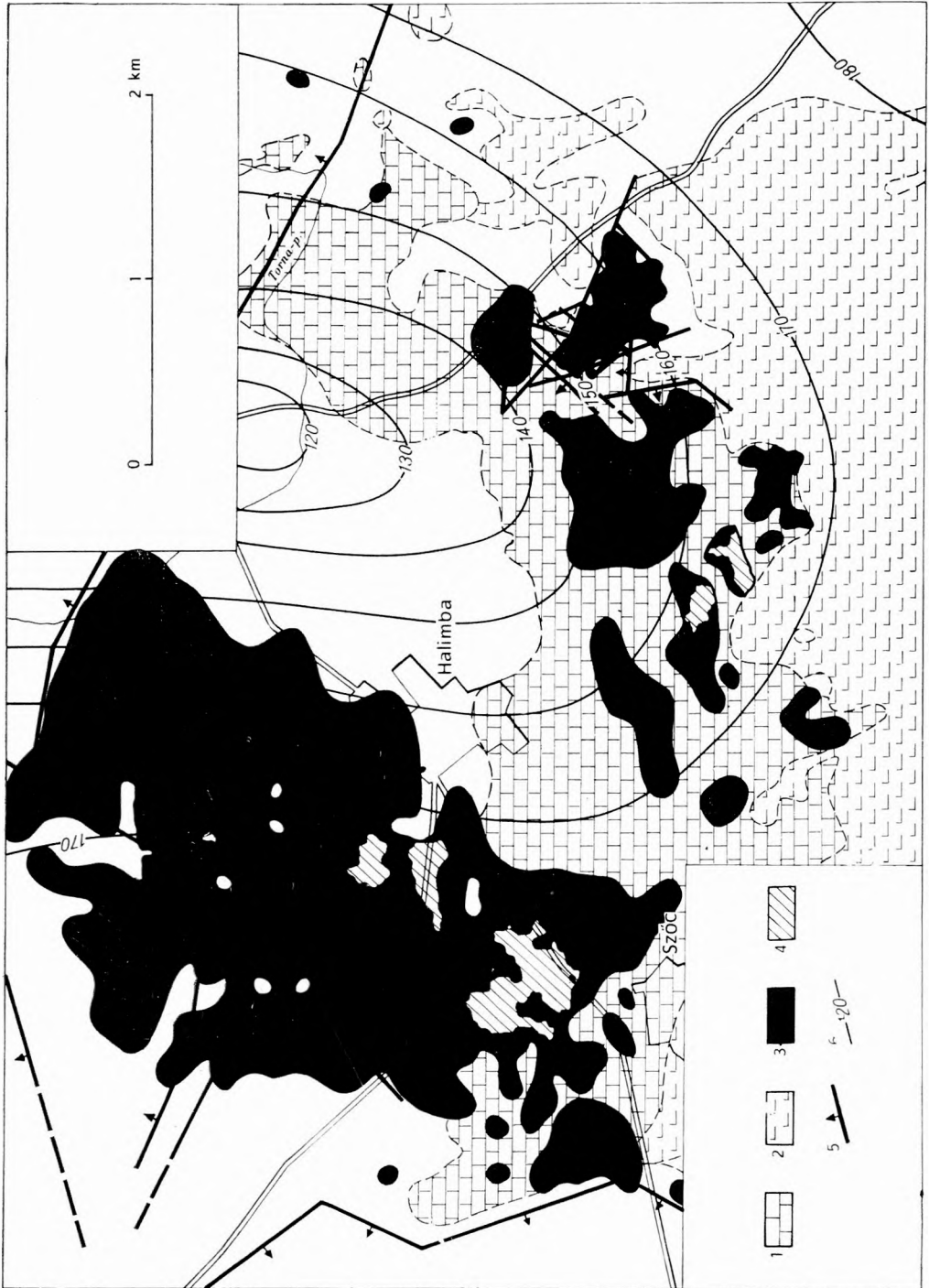


Fig. 9. Hydrogeological map of the Halimba bauxite occurrence
 1. Eocene formations on the surface, 2. Upper Triassic dolomite on the surface, 3. bauxite deposit under the surface, 4. exploited bauxite, 5. fault line, 6. contours of the Triassic karstic water-system (above sea level)

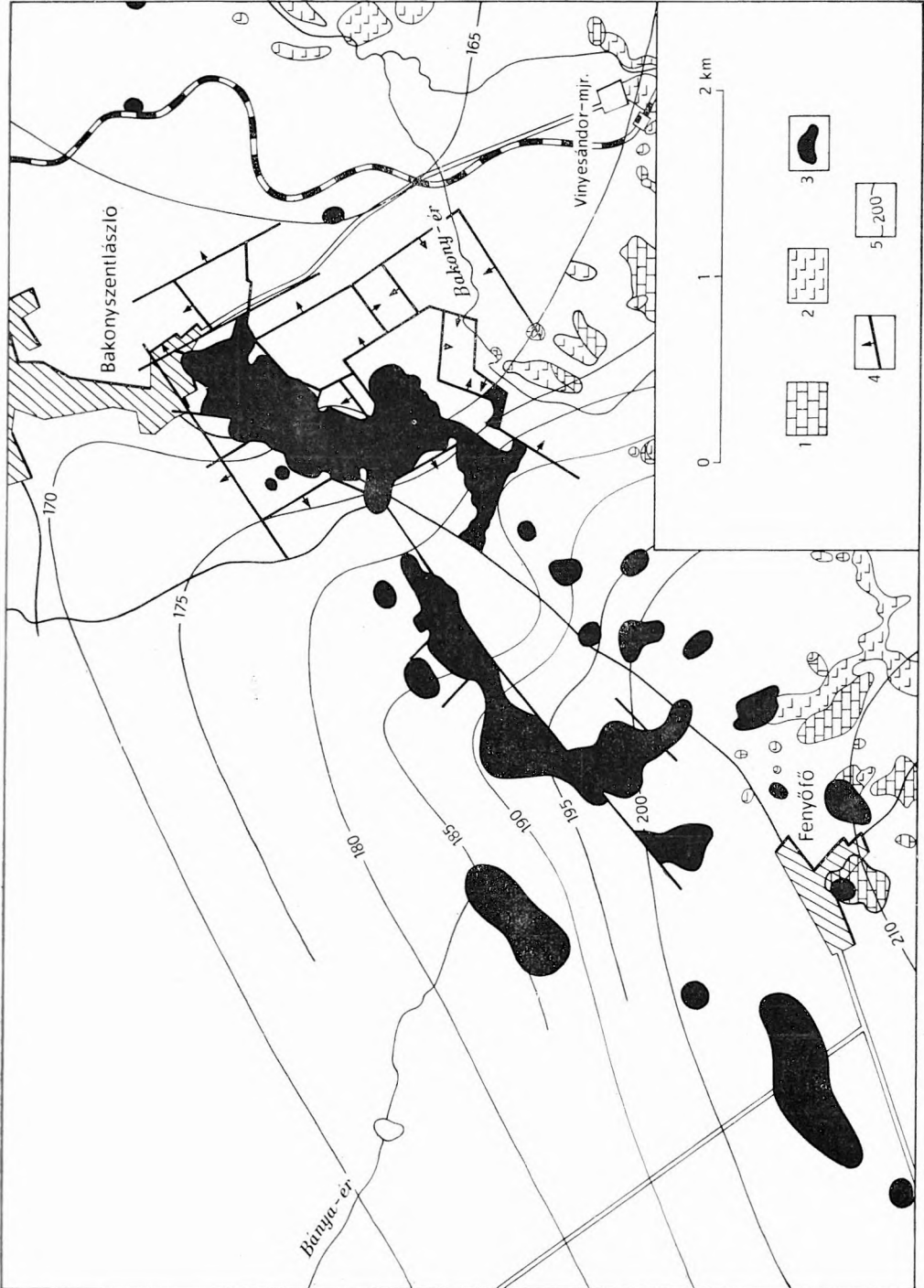


Fig. 10. Hydrogeological map of the Fenyőfő bauxite occurrence

1. Eocene formations on the surface, 2. Upper Triassic dolomite on the surface, 3. bauxite deposit under the surface, 4. fault line, 5. contours of the Triassic karstic water-system (above sea level)

Table 1.

Important hydrological data of significant bauxite areas

Areas	Nyirád	Izszakzentgyörgy	Halimba	Fenyőfő
Bauxite reserve in % of the country's total reserve	18.3	25.2	34.3	13.4
% of the reserve at depth endangered by karst water	99.3	99.4	90.4	38.4
The deepest level of the industrial bauxite formation (m a.s.l.)	+ 20	-200	-130	+ 60
Number of mines working in the area	3	2	5	—
The karst water system endangering mining	Main (Triassic)	Main (Triassic)	Main (Triassic) Eocene	Main (Triassic)
Original level of karst water system (m a.s.l.)	+ 175—+ 178	+ 125—+ 138	+ 182—+ 185 + 200—+ 220	+ 170—+ 200
The year in which systematic water pumping started	1955	1948	1953	—
Method of water protection	Active	Active	Preventive, Active	(Active)
Water level sinking up to end of 1968 (m) in the mining area	Appr. 46	Appr. 62	Appr. 10- 12 Appr. 30-160	—
Average value of effective radius formed till end 1968 (km)	Appr. 10	Appr. 6	Appr. 3	—

CALCULATION OF WATER QUANTITY TO BE PUMPED

The water protection methods to be used in different mining areas are determined by the hydrogeological conditions discussed above. The fact that the ore lies directly over the Triassic rocks of very good permeability and it is not possible to leave behind any protective beds, furthermore that the overlying rocks themselves are permeable, make it essential to sink the level of the water system(s) below the ore deposit to be extracted. For active dewatering before starting bauxite extraction, it is essential to choose the suitable method for the calculation of karst water to be pumped as well as to ascertain the reliability of the basic data. It is often very hard to comply with these criteria it is difficult to put the inhomogeneity of the fissured, karsted rocks into exact mathematical formulae. The reliability of the basic data is, beside the difficulty of calculation, influenced by the inaccuracy of the different measurements.

For a water level sinking project, one has to know, beside the location of the bauxite deposit and the karst water system, the expected area of depression, the static water quantity within the depression area as well as the quantity of dynamic, refilled water from rain infiltrated in the depression area. Following parameters are essential for the calculation:

- the infiltration factor;
- thickness of the permeable beds;
- rainfall and percentage of infiltration;
- effective area of dewatering;
- porosity factor of the rock in relation to water flow.

Infiltration factor

The water quantity to be raised is, above all, determined by the permeability of the rock and so it is essential to determine the infiltration factor. Due to the inhomogeneity of the rockmass, the order (m/sec) of the infiltration factor for a large area may be best determined by obtaining a good number of data with frequent trial pumping on numerous observation stations forming thus a dense observation network. With this method, the differences between the rocks of low permeability and the zones having good permeability due to fissures and karst formation are more or less compensated. Table 2 contains the average infiltration factors for different areas.

Thickness of the permeable beds

The water storing capacity of the dolomite forming the parent rock of the main karst water system and its extension in depth are unknown in the area under consideration. On the basis of the experiences obtained from boreholes, the conclusion may be drawn that the upper zone of the dolomite is generally of better permeability. From the experience as well as from the fact that due to the chemical and physical properties of rocks, the increase in porosity is more intensive in the flowing karst water body (above the level of the local erosion base), it may be said that permeability decreases with depth.

Table 2.

Hydrological parameters of Hungarian Bauxite Areas

Areas	Nyírad	Iszkaszentgyörgy	Halimba	Fenyőfő
Water quantity raised from start of water pumping (million m ³)	361	186	25	—
Average water pumping in 1968 (m ³ /min)	176	47	1	—
Average head of water pumping in 1968 (m)	96	124	215	—
Rainfall of the area, averaged for many years (mm/year)	693	626	722	671
Infiltration percentage	20–51	24–50	13–57	—
Order of filtration factor (m/s)	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵ –10 ⁻⁷	10 ⁻⁶ –10 ⁻¹⁰	10 ⁻⁵
Average value of effective radius formed till end of 1968 (km)	Appr. 10	Appr. 6	Appr. 3	—
Average porosity factor of reservoir system of karst water system (%)	2–3	0,5–1,0	?	?

Rainfall and infiltration percentage

The karst water systems replenish the lost water from rainfall. As to what percentage of rainfall in the given area gets into the karst water system depends upon many factors and varies very much in time and area. The infiltration percentage depends, first of all, on the distribution of the annual rainfall, the intensity of the rainfall, the nature of the surface soil and rock, the relief, and extent of the vegetation.

Thus, to determine the infiltration percentage, detailed hydrogeological mapping as well as the knowledge of the karst water internal circulation is essential. According to calculations by KÉSSLER, H., on the open karst, the average infiltration coefficient is 37%. The extreme values of the infiltration coefficient for the effective area of the bauxite regions have been shown in Table 2.

Effective area of dewatering

For determining the water quantity to be pumped, it is essential to determine constantly the effective area or to calculate its expected extension. Due to the inhomogeneity of the rockmass, the effective area is not circular but of irregular shape, depending on the local permeability. The extension of the effective area depends upon the depth of tapping, the percolation coefficient of the rock, the thickness of the permeable beds and rainfall conditions. The calculation of the expected effective area is made easy and more accurate if water is being pumped in the area and its effect can be registered by an observation-well system. On the basis of these data, the expected effective

radius can be very well calculated in case of deeper tapping. Naturally, the theoretically calculated effective area can be modified by the geological and tectonic patterns. For our mining areas where pumping is being carried out, the approximate size of the effective area has been indicated above.

Porosity factor of the rock in relation to water flow

Even today, porosity examination as related to water percolation can not be carried out with sufficient reliability. Due to inhomogeneity, measurements made on small samples can not furnish reliable data for the whole area. The data, indicating the actual conditions with the best approximation, can be obtained from registering the water level variation during trial pumping but even this information is valid for that bed or level only where the decrease in water level occurred. The fact that the determination of the exact extension of the effective area is impossible causes unreliability.

With the knowledge of the hydrogeological conditions and observed or calculated parameters as accurate as possible, the water quantity to be pumped for the dewatering of the mine can be calculated. The determination of the annual quantity of water to be pumped is influenced by the rate of dewatering and further by that how much the annual distribution of precipitation and rainfall differs from the average of so many years.

The expected water quantities for different mine units as calculated on the basis of future production plans for bauxite mining, are shown below (in m^3/min):

<i>Areas</i>	1970	1975	1980	1985
Nyirád	210	220	150	130
Izskaszentgyörgy	70	130	100	100
Halimba	10	20	20	20
Fenyőfő	—	—	30	30
<i>Total</i>	290	370	300	280

This water pumping causes further changes in the karst water systems, of the Transdanubian Central Mountains with the pre-indication of which, possible harmful effects due to water danger can be avoided.

DEWATERING IN PRACTICE

For the realization of active water protection, alternative methods can be found, taking into consideration the place of tapping and the method of water raising. The method of realization is fundamentally determined by the filtration factor and porosity (related to percolation) of the rockmass i.e. the quantity of the karst water to be tapped and the scheduling of water pumping.

Dewatering can be realized, either by using the mine constructions needed during the opening and extraction work or independently of the constructions needed by mining.

There are two possibilities of tapping:

central tapping,

decentralised tapping.

Compared to central tapping, decentralised tapping—when the area is dewatered by a tapping system network—is more favourable and economical from the point of view of utilizing the depression area. The decentralized siting of the dewatering shafts is, however, safe only in an area of very good permeability.

The dewatering equipments can also be of different types. In cases of low permeability, for one separate water fed zone (fault, karsted bed), the construction of a water shaft and a network of galleries branching from the shaft is suitable. In places of good permeability where large quantities can be expected during sinking of the shaft and gallery driving, dewatering through drilled boreholes is more useful because it insures the required safety for the investment and the personnel employed during the realization of the process.

The solutions outlined above determine the method, of water pumping. In the active dewatering method, the submergible pump dewatering system, which is normally more economical, should be given preference over water pumping by installing underground pump stations.

In the extremely dangerous Nyirád mining area, we plan to sink the level of the water system to depths suiting different bauxite lenses—in some places 120 ms—with the help of wells drilled in the entire bauxite area with lens shaped bauxite bodies. At Iszkaszentgyörgy, comparatively less water danger from the overlying beds makes it possible to sink the shaft. Tapping of the floor is assured by the gallery system driven in dolomite.

Technical and economic parameters of dewatering

Some light should be thrown on the economic aspect of the dewatering in bauxite mining by analysing the actual figures and plans up to 1985 (Fig. 11).

The total water quantity handled by mining increased, up to 1963, gradually by 2 mill. cub. metres/year on the average, while since then, due to the use of the active water protection method, it grew rapidly by an average of 6 mill. cub. metres/year. In the coming years, the water quantity will increase at a similar rate, reaching its maximum in 1975–1976 and then, depending on the rate of exhaustion of the static (reserve) water quantity, it will decrease gradually by an average of 5 mill. cub. metres/year.

Water pumping per ton of bauxite production for the whole mining was only 18 m³/ton up to 1963, since then it grew rapidly and the last year it exceeded 60 m³/ton. This specific value will reach its maximum 70–75 m³/ton in 1970–1972 and after that, with the further increase of production and later, with the decrease of water to be pumped it will come down to 40–45 m³/ton in 1980–1985. In the 1969–1985 period this m³/ton parameter will be, on the average, 55.

By estimating the energy consumption of water pumping per ton of bauxite production, the geodetic level difference and the efficiency of pumping are to be taken into consideration. The yearly average of level difference, in 1968, was 108 ms and following the increase in production it will fluctuate in the range of 200–220 ms. Compared to 1950, the efficiency of water pumping improved a lot due primarily to the adoption of submergible pumps. At pre-

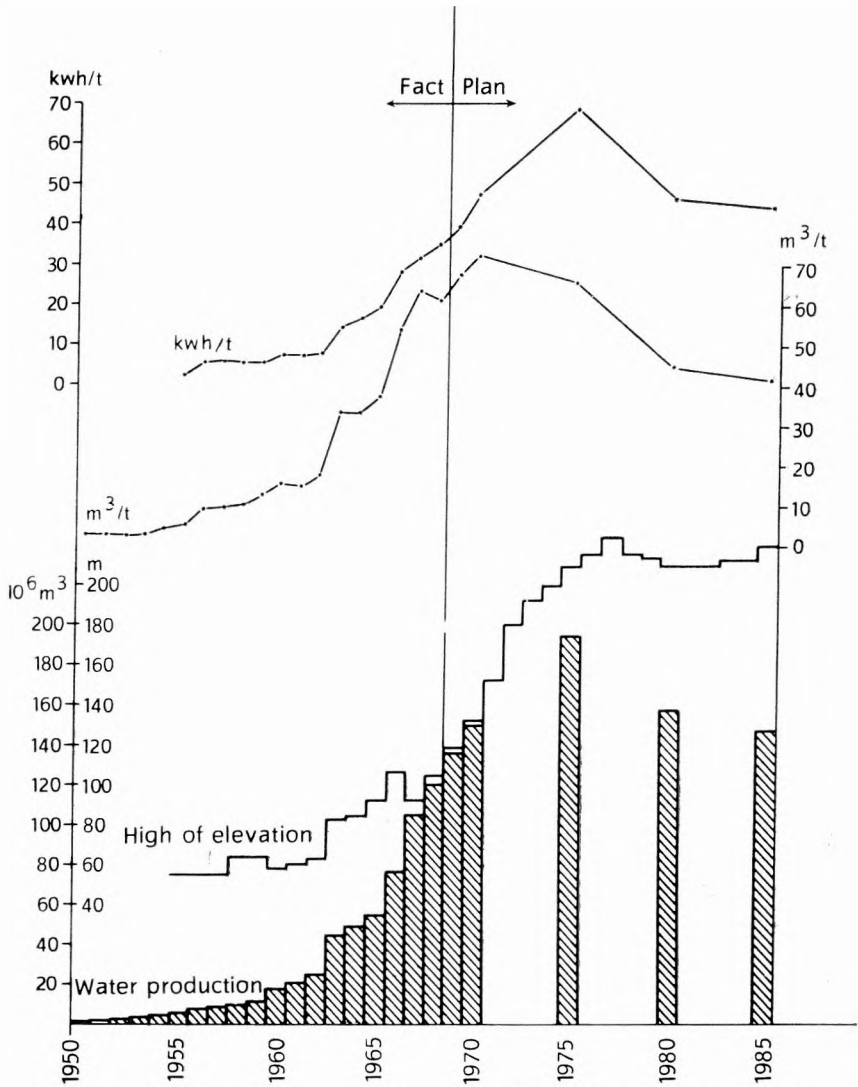


Fig. 11. Technical and economical indices of the water production of the bauxite mining

ent, it exceeds 50%. The kWh/ton was 34 in 1968 and will reach 70 in 1975 and then after a gradual decrease, it will become a constant 45 in 1980–1985.

The percentage distribution of water pumping and bauxite production for the main mining areas are, for 1968 and 1975, as follows:

<i>Areas</i>	1968		1975	
	<i>Bauxite production</i>	<i>Water pumping</i>	<i>Bauxite production</i>	<i>Water pumping</i>
Nyirád	18%	77%	36%	60%
Iszkaszentgyörgy	35%	20%	30%	35%
Halimba	37%	3%	27%	5%
Fenyőfő	—	—	4%	—
Others	10%	—	3%	—
<i>Total</i>	100%	100%	100%	100%

Taking into consideration the above shift of ratios, the parameter m³/ton for different areas is expected to be, on the average for the years 1969–1985, as follows:

Nyirád	105 m ³ /ton
Iszkaszentgyörgy	66 m ³ /ton
Fenyőfő	20 m ³ /ton
Halimba	12 m ³ /ton
<i>Bauxite mining total:</i>	55 m ³ /ton

The energy cost of water pumping, up to 1985, will range between 15–20% of the bauxite production cost. The total cost ratio of dewatering will, naturally, be still higher considering that the cost of the mining equipment and the constructions for dewatering are also to be included.

Karst water utilisation

The karst water to be raised by bauxite mining will be partly used to compensate for the water damages caused by water pumping and partly for meeting the increasing water requirements of the industries and the local people. This is also in the interest of the mines because the water produced as bye-product will fetch money, thus, will moderate the cost of pumping; at the same time, it is also in the interest of the users because, instead of getting water from small water stations which can not supply water regularly, they will get water of good quality in the required quantity. From the water utilisation point of view, the situation is favourable because the two largest water producing areas (Nyirád, Iszkaszentgyörgy) are located at such a place and height that the water consumers are in the vicinity and no significant pumping head has to be overcome. The realisation of the active dewatering method makes it also possible that after abandoning the mines, the water producing installations can be kept working under more economical conditions due to recirculation and refilling of the static water quantity.

The water quantity that can be safely lifted in the future will be 80% of the water supply. The amount of this in Nyirád is around 80–100 000 cub. metres per day and at Iszkaszentgyörgy 60–80 000 cub. metres per day.

According to the projects, Nyirád will meet the water requirements of the Ajka industries and communities and the Balaton regional water supply will also be met from this source. The Iszkaszentgyörgy mines already supply industrial water to Székesfehérvár. In future, further requirements from Székesfehérvár can also be met and even the industries in the Várpalota basin can be supplied with the required quantity of water.

CONCLUSION

Systematic research work was carried out from 1957 onwards for solving the karst water problem of bauxite mining. The outstanding achievement is that the consequent realisation of the original dewatering concepts will solve one of the main problems of bauxite mining.

It is a task for the future to intensify the hydrogeological research with the aim to determining more accurately the water quantity to be pumped and the effect of pumping. In the interest of increasing the profitability it is important to direct the bauxite production in such a way that will assure the decrease of the specific parameter of water pumping and will provide for a better coordination of the requirements of water utilization with the possibilities of the water-producing mining.

REFERENCES

- AJTAI, Z. *et al.* 1962: Bányavizek elleni védekezés (Protection against mine water). — Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- Aluminium Planning Institute* 1966: A nyirádi bauxitelőfordulások regionális vízszint-süllyesztése (Regional water level sinking of Nyirád bauxite occurrences). Technical Report. — Manuscript.
- Bauxite Prospecting Enterprise* 1957–1969: Annual water reports. — Manuscript.
- KESSLER, H. 1954: A karsztból tartósan kitermelhető vízmennyiség és beszívargási százalék megállapítása (Determination of continuously produceable water quantity from karst and infiltration percentage). — Hidrológiai Közöny 34. N° 5–6. 213–222.
- POHL, K. 1964: A bányavíz kitermelés jelenlegi helyzete és várható alakulása a Középdunántúlon (Present situation of mine water production and its expected future in the Transdanubian Region. Lecture.) — Manuscript.
- Research Institute for water sciences* 1964: Hungarian Water Reserve (Quantitative Assessment). — VITUKI.
- VIZY B. 1965: A bauxitelőfordulások víztelenítésének jelenlegi helyzete és feladatai (Present situation and problems of dewatering of bauxite occurrences). (Proceedings of the V. Mine Water Protection Conference. — Mining Research Institute.
- WILLEMS, T. 1963: A Középhegység főkarsztvízrendszerének vízmérlege és a bányavízvédelem összefüggése (Proceedings of the IV. Karst Hydrological Conference). — Mining Research Institute.

VIZY BÉLA

Bauxitkutató Vállalat
Balatonalmádi
(Hungary)

MATERIALS OF THE DISCUSSION
MATÉRIAUX DE LA DISCUSSION
MATERIALE DER DISKUSSION
МАТЕРИАЛЫ ДИСКУССИИ

REMARKS TO THE DISCUSSION OF BAUXITIZATION CRITERIA IN KARST

by

G. I. BUSHINSKY
(USSR)

In the reports presented at the given Conference much was said about bauxitization in karst. This idea has already been elucidated in the press. In the Soviet Union a hypothesis about bauxitization of detrital material was published in 1932 and 1934 by N. I. ARKHANGELSKY, the first discoverer of the Uralian bauxites. However, we have quite a few exact data available confirming the bauxitization process. The reason is that the sizes of the minerals that underwent destruction are very small—about one micron. Therefore it is hardly possible, or not possible at all, to recognize structures which would show their changes. To prove bauxitization, we often use certain indirect features that are not always quite reliable.

Perhaps N. A. LISITZYNA showed for the first time a direct sign of bauxitization. When studying karst bauxites of a near-contact type in Kazakhstan, she managed to observe rather pronounced structures where quartz was replaced by gibbsite. At first many geologists considered it strange and improbable that such a stable mineral as quartz should be replaced by a less stable mineral—gibbsite. The experiments carried out by many authors, however, show that solubility of silica in water under the conditions that are similar to natural ones (pH 4–8), is many times higher than solubility of alumina. Hence, under the conditions of lateritic weathering where the medium is weakly acid (similar to the natural one), quartz should be less stable than gibbsite.

Later many geologists including myself were able to observe structures of quartz solution and filling of the remaining pores with gibbsite. The replacement of quartz grains occurred in bauxite pebbles, in pisolites and in the basic mass. N. A. LISITZYNA and M. V. PASTOUKHOVA also observed how gibbsite replaces kaolinite accordion-like crystals and clay fragments of a mixed composition. This is shown well enough in their book published in 1963.

Replacement of quartz by gibbsite was observed not only in karst but also in such sedimentary bauxites which occur on clays (Tikhvin), or on the granites (Ukraine). In this case the significant vertical filtration of water during the bauxitization process is hardly probable. Another way of removal of silica

may be suggested, *i.e.* by means of a surface channel, diffused upwards and carried away by running water. In the places where bauxite is deposited in a swamp river valley, ferric oxide became reduced into moving protoxide which was carried the same as silica. As result, white bauxites and refractory clays were formed.

In Devonian bauxites of the Urals quartz was not found, a replacement of other minerals by boehmite and diaspore not being observed. Bauxitization can be judged only by indirect features some of which are:

1. Bauxitic rocks occurring in a niche and protected from washing by descending waters, contain rounded grains of chlorite, ilmenite and bauxite. We failed to find chlorite in a bauxite occurring near this niche. It might have been bauxitized.
2. In karst crevices and cavities at the depth of 100–300 metres lower than a bauxite bed, a red bauxite-like rock is found with chlorite and lava tuff grains. This material might have been brought by the first streams to the surface of limestones, penetrated to a considerable depth and therefore remained there without having undergone bauxitization.
3. The red colour of bauxites testify to their deposition on the land.
4. Near the area of the deposition of red bauxite, eastwards, there was an insular sea. The bauxite material that had been brought by currents from the lateritic weathering profile and washed out karst bauxites, was deposited both on land and on the sea bottom. Sea bauxites and bauxitic rocks were not affected by bauxitization, and perhaps owing to this fact they contain abundant chlorite and kaolinite. This conclusion, however, cannot be admitted to be well-founded, because gibbsite deposited on the sea bottom, was affected by chloritization, as judged by well-known observations near the Hawaiian islands.
5. When a bauxite bed passes from limestones to the basic effusives, the quality of bauxites sharply decreases. Bauxitization on effusives was probably less intense than that on limestones, or it did not take place at all.
6. Minor faults-subsidences in stratified bauxites of the lower part of a bauxite bed, as well as the traces of solution of limestones and mechanical filling of pores with sandy bauxite material. These factors testify to the continuous formation of karst and the inwash of bauxites at the initial stage of their accumulation.

The above six features, especially the first three, point to bauxitization of bauxite material in karst on the land. Yet there are opposite features as well. To these belong bauxite pebbles present throughout the whole series of a bauxite bed beginning from the very bottom up to the uppermost part of the bed, and banded lamination in the middle and upper parts of a bauxite bed that was not disturbed by subsidences-faults.

Conclusions: 1) During deposition of Devonian bauxites of the Urals, not only sandy-clayey material was brought by water, but also ready bauxite material such as pebbles, grains and thin particles. 2) Bauxitization of chlorite-clayey material took place only at the initial phase of the deposition

of a bauxite bed. 3) For the formation of the middle and upper parts of the bauxite bed ready bauxite particles were brought that had not been affected by bauxitization.

When visiting the Gánt deposit on September 6, 1969 in the northern part of the quarry Újfeltárás, we could observe an excellent section of a bauxite series. Its lower part is composed by red and yellow clays, whereas the middle and upper parts — by yellow and partly red bauxites. Lamination formed by alternation of small and large bauxite pebbles and grains could be seen in bauxites as well. Fragments of red bauxites were found too. No traces of subsidence and small faults were observed that would have been inevitable during the process of bauxitization and karst formation. It is very likely that during deposition of the Gánt bauxites, the ready bauxite was brought, and bauxitization did not take place at all. A more thorough study is required to check up this idea.

The criterion of the lateritic profile in karst bauxites is not reliable enough. The bauxite material deposited in the karst of the Ural and Jamaica is likely to have been affected by bauxitization, the lateritic profile, however, not being formed. Besides, we can hardly presume, that first the ore bedding caves were filled with clay material to the very top, and subsequently the bauxitization began. Rather the filling of ore bedding caves with clay-bauxite material occurred simultaneously with bauxitization and karstification.

Paleomagnetic determinations of bauxites, enclosing clays, pisolites and pebbles would suggest bauxitization. Namely, the magnetic orientation of redeposited pisolites is different, whereas that of lateritic ones occurring in situ is approximately the same.

ВЫСТУПЛЕНИЕ

Н. А. Лисицына
(СССР)

Доклады, прочитанные на Конференции, показали, что большинство исследователей бокситов карстового типа объясняют их происхождение с помощью латеритно-осадочной гипотезы.

В Советском Союзе латеритно-осадочная гипотеза происхождения бокситов была предложена несколько лет назад профессором *Бушинским*.

Ряд исследователей карстовых платформенных бокситов восточного склона Урала, Казахстана и Сибири (*Бобров, Слукин, Родин, Лизалек* и др.) получили новые факты, которые подтверждают и развивают далее эту гипотезу. Согласно латеритно-осадочной гипотезе образование бокситов происходило в два этапа:

1. переотложение материала разных зон коры выветривания, в том числе и слабо выветрелого, в карстовые воронки.
2. дальнейшая латеритизация (бокситизация) этого материала на месте в воронках.

При этом одни исследователи отводят первое место переотложению готовых латеритных бокситов (*Nicolas*), другие считают, что высокоглиноземистые породы образуются из переотложенного материала смешанного состава путем его дальнейшей десилификации (*Пастухова, Лисицына, Родин, Bonte, Bárdossy* и др.).

В обоих случаях повсеместно развитые обломочные структуры исключают толкование бокситов как хемогенных осадков.

Помимо чисто геологических наблюдений существует ряд более тонких методов (структурно-минералогический и геохимический анализы), позволяющих получить доказательства широкого развития процессов бокситизации материала, переотложенного в карстовые воронки.

К числу структурно-минералогических доказательств мы относим:

1. Постепенный переход от малоизменного обломочного материала к высокоглиноземистым породам, сохраняющим реликтовую обломочную структуру. При этом наблюдается:

- а) увеличение количества зерен кварца, каолинита и других алюмосиликатных пород, замещенных гиббситом,
- б) образование железисто-глиноземистых оболочек вокруг обломков разного состава, что приводит к развитию микробобово-обломочных структур бокситовых пород,
- в) перераспределение возникающего в результате десилификации свободного глинозема в виде скоплений и прожилков Al-гелей, местами замещающих обломочную структуру.

2. Применение изовольметрического метода для изучения малых и главных химических элементов показало, что их поведение при вторичной латеритизации смешанного материала в карстовых воронках сходно с поведением тех же элементов в корах выветривания источниках сноса материала для бокситов.

Механизм минералообразования и геохимических особенностей процесса вторичной латеризации (бокситизации) обломочного материала требует дальнейшего изучения.

В заключение, мы хотим искренне поблагодарить наших хозяев венгерских геологов, за прекрасно организованные экскурсии, за предоставленную нам возможность широкого обмена мнениями с бокситчиками разных стран. Это принесло нам большую пользу.

CONTRIBUTION TO THE DISCUSSION ON BAUXITE

by

A. W. RUTTNER
(Austria)

I did not say that *a* bauxite deposits are originated by precipitation from a solution in water. I merely pointed to a possible mode of transport of aluminium and iron which is actually realized at present times in the Rio Negro area: there, the rainwater is kept back in flat basins of a peneplain and becomes acid by humic matters produced in the tropical forest. Aluminium and iron is carried away and what remains behind, is a podsol soil.

A deposition of the precipitated aluminium and iron oxide is not easily possible in that special case. The water of the Rio Negro river flows into the Amazonas river, and aluminium and iron oxide which might be precipitated is washed away in that huge river. The turbid water of the Amazonas carries a heavy suspension load; therefore, only sand, silt and clay is deposited in the estuary of the Amazonas river.

The bauxite deposits of the Eastern Alps which are strikingly uniform might very well be explained by transportation in acid water and precipitation in a calm alkaline lake or in a bay on the transgressing sea. But this must *not* be applied to bauxite deposits of other areas.

RÉPONSES AUX QUESTIONS DE MME LISITZYNA, DE MME
PASTOUCHOVA ET DE M. BALKAY

par

P. J. COMBES
(France)

Question de

MME PASTOUCHOVA :

Dans votre interprétation génétique, vous faites intervenir des milieux marécageux. Quel est le rôle joué par les marécages dans la bauxitisation qui nécessite un important lessivage ?

Réponse :

Dans les régions étudiées (Languedoc, Ariège, Nord-Est de l'Espagne), l'histoire des bauxites commence par le dépôt de leur roche-mère qui est un sédiment de composition variable : marnes, argiles gréseuses, argiles riches en kaolinite, peut-être même dans certains cas produits argileux contenant déjà des éléments bauxitiques. Ces sédiments viennent se déposer en bordure des terres émergées, sur les régions basses le long des mers barrémo-albiennes. En période transgressive, le relèvement du niveau de base marin entraîne l'inondation de ces bas-pays, et favorise l'étalement des épandages fluviatiles boueux dans des marécages et des lagunes plus ou moins directement ouvertes sur la mer. En période régressive, ces régions sont asséchées, surélevées, ce qui permet l'altération des produits argileux divers qui viennent de s'y déposer. Les bauxites ne se forment donc pas dans des marécages ou des lagunes qui sont le lieu de dépôt de leur roche-mère.

Ces zones littorales sur lesquelles les oscillations de la mer provoquent, parfois à plusieurs reprises, tantôt l'altération, tantôt la sédimentation, s'étendaient parallèlement à la côte sur quelques dizaines de kilomètres. Dans les secteurs les plus intérieurs, situés à un niveau topographique plus élevé, les fluctuations du niveau de base marin pouvaient également favoriser l'accumulation de sédiments argileux, et leur altération dans les cuvettes et les dépressions du substratum carbonaté.

Question de

MME LISITZYNA à M. P. J. COMBES :

Dans un contexte tel que celui que vous venez de rappeler, comment pouvez-vous mettre en évidence l'existence d'altérations latéritiques ?

Réponse :

Les traces de latéritisation sont mises en évidence, notamment dans l'Ariège, par l'existence de profils dont les variations chimico-minéralogiques sont comparables à celles que l'on connaît dans les gisements de bauxite de type latéritique. On observe, en de très nombreux points, le passage progressif d'argilites ferrugineuses à la base aux bauxites pisolithiques au sommet. Comme je viens de le préciser dans la réponse précédente, la roche-mère altérée en argilite ferrugineuse puis en bauxite, peut être de nature variable. On peut relever des proportions plus importantes d'illite et de chlorite dans les argilites ferrugineuses kaoliniques de base. Dans certains gisements existent des argiles kaoliniques riches en illite et/ou chlorite, qui peuvent être des résidus des sédiments argileux originels. Dans le Nord-Est du Maestrazgo, on trouve également des marnes gréseuses à *Charophytes* incomplètement transformées en argiles latéritiques. Dans l'Ariège, enfin, au gisement de Canals, ce sont des marnes contenant des débris de *Mollusques*, des fragments ligneux et quelques rares *Orbitolines* (sédiments probablement déposés dans des lagunes ouvertes sur la mer) qui sont partiellement altérées en argilites ferrugineuses faiblement bauxitiques.

Intervention à la suite de celle de**M. BALKAY.**

Je voudrais ajouter aux paroles de M. BALKAY, que dans le Languedoc, l'Ariège et le Nord-Est de l'Espagne, les sédiments (marnes et argiles sédimentaires) qui furent ensuite altérés en bauxite pouvaient contenir des éléments déjà bauxitisés, en provenance de surfaces latéritisées sur les régions intérieures émergées. Il est malheureusement difficile de mettre en évidence la présence de ces produits bauxitiques dans les sédiments originels, car ils peuvent être détruits, en effet, par les transformations diagénétiques.

REMARQUES À LA CONFÉRENCE DE M. COMBES

par

Z. VÖRÖS
(Hongrie)

Je suis d'accord avec la plupart de la conférence de M. COMBES, mais il y a dix points où mon opinion est différente: M. COMBES n'attribue pas grand importance au mur et il présume une courte période d'émersion pour la bauxitisation.

Dans la région de Nyirád (Hongrie) j'ai fait des observations suivantes:

1. Le mur est toujours une roche carbonatée;
2. Il y a une concordance générale vers le toit;
3. Le toit immédiat est une argile ligniteuse;
4. La qualité de la bauxite se détériore en fonction de sa distance des affleurements actuels et de sa profondeur actuelle;
5. Par places on ne peut pas envisager une lacune de sédimentation.

A la base du point 4. je dois supposer que la bauxite se développe jusqu'à 3 jours. Dans les conditions géologiques actuels c'est le courant des eaux ristiques qui peut expliquer ce phénomène.

PAROLES DE CLÔTURE

par

J. NICOLAS

(France)

Le grand nombre de communications qui ont été présentées, la qualité de celles-ci, les interventions et les discussions qu'elles ont entraînées confirment bien l'intérêt que présentaient nos journées d'étude dans le cadre de la Conférence Internationale.

De plus, les différentes thèses qui ont été exposées, montrent bien à quel degré les problèmes envisagés sont complexes, variés et loin d'être résolus. Il est très aisé de constater que bien des travaux seront nécessaires pour essayer de trouver des solutions satisfaisantes et je souhaite qu'il fasse l'objet de communications nombreuses au cours de la prochaine session de l'ICSOBA qui doit se tenir en France dans les années à venir.

Avant de terminer ce bref exposé, je suis heureux de remercier et de féliciter nos amis Hongrois pour la façon remarquable dont ils ont organisé la présente Conférence et nous ferons de notre mieux pour les imiter dans la préparation du Congrès devant se tenir en France.

LISTE OF PARTICIPANTS
LISTE DES PARTICIPANTS
TEILNEHMER LISTE
СПИСОК УЧАСТНИКОВ

Austria

RUTTNER, A. W.

Bulgaria

KARANOV, CH.
 RUSKOVA, L.

France

BONTE, A.
 BUSSON, G.
 COMBES, P. J.
 DANGEARD, L.
 LAJOINIE, J. P.
 LAPPARENT, A. F., DE
 NICOLAS, J.
 ROBERT, P.

German Democratic Republic

BRENDEL, K.
 DIEBEL, K.
 HOHL, R.
 JUREK, S.
 KNITZSCHKE, H.
 PRESCHER H.
 TRÖGER, K. A.

Federal Republic Germany

HEYDEMANN, A.

England

TURNER, D. C.

Hungary

BARNABÁS, K.
 BALKAY, B.
 BÁRDOSSY, GY.
 BROKÉS, F.
 CSÁSZÁR, G.

DOBOS, GY.
 DUDICH, E.
 ERDÉLYI, T.
 FÜLÖP, J.
 FÜLÖP, P.
 GÁSPÁR, J.
 GEBHARDT, J.
 GÓCZÁN, F.
 HOFFER, E.
 HÓRISZT, GY.
 KARAS, J.
 KÁROLY, GY.
 KESSLER, H.
 KNAUER, J.
 KOMLÓSSY, GY.
 KOÓS, B.
 LISZT, F.-NÉ
 LUDAS, F.-NÉ
 LUDAS, F.
 MAJOROS, GY.
 MEZŐSI, J.
 MINDSZENTY, A.
 MORVAI, L.
 NYERGES, L.
 OTTLIK, P.
 POPITY, J.
 RÁNER, G.
 SOLYMÁR, K.
 SZABADVÁRY, L.
 R. SZABÓ, I.
 SZANTNER, F.
 SZENNAY, I.
 SZTRÓKAY, K.
 TATÁR, J.
 VICZE, T.
 VIOLA, B.
 VIZY, B.
 VÖRÖS, I.
 VÖRÖS, Z.
 ZSILE, A.

India

ROY, B. CH.
 NATARAJAN, M.
 ROY CHOWDHURY, M. K.
 SHUKLA, R.

Yugoslavia

ARSIĆ, B.
 GRUBIĆ, A.
 MAKSIMOVIĆ, Z.

Italy

CRESCENTI, U.
 D'ARGENTIO, B.

Советский Союз

Анненкова, Г. А.
 Бушинский, Г. И.
 Горбунов, Г. И.
 Добровольская, Т. И.
 Заридзе, Г. М.
 Лисицына, Л. А.
 Пачаджанов, Д. Н.
 Пастухова, М. В.
 Родип, Р. С.
 Сапожников, Д. Г.
 Теняков, В. А.
 Тюрин, Б. А.

Poland

LANGIER-KUZNIAROVA, A.

Roumania

PAPIU, V. C.

Venezuela

ARANJO, E.
 LAVIE, H.