

資 料

553.64 : 551.763+551.781 : 551.8(262)

地中海燐灰土鈇床生成区の上部白亜紀・古第三紀卓状地性燐灰土鈇床*

V. I. POKRYSHKIN* 岸本文男**訳

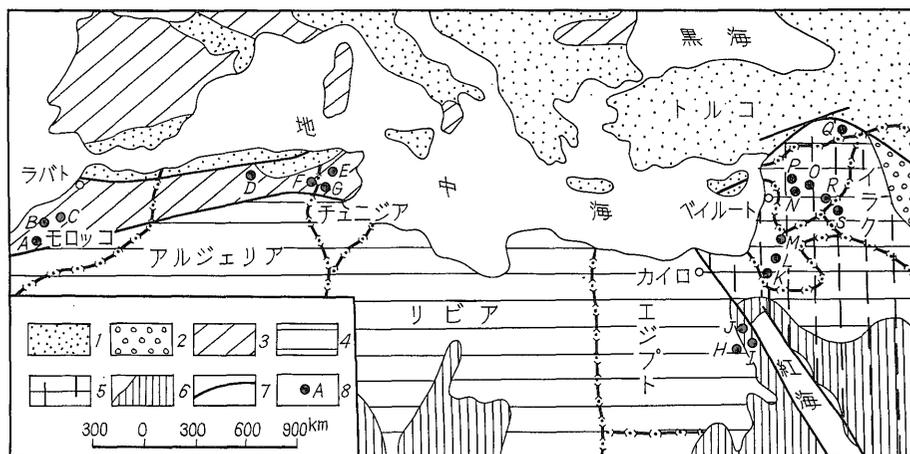
概 説

地中海燐灰土鈇床生成区の燐灰土鈇床は、ずっと以前から、ソ連の地質学者 (ORLOVA, 1951; SHATSKII, 1955) を含め世界各国の地質学者の注目を浴びている。地中海燐灰土鈇床区はモロッコからトルコ南東部にかけて東西方向に 5,000 km 以上も拡がり、その中にアフリカ卓状地北部のエピ古生代の多様な構造が含まれている。

この地中海燐灰土鈇床区の西部と東部部分には、上部白亜紀と古第三紀の高品質な粒状型燐灰土の、鈇量がきわめて大きい層状鈇床を胚胎した含燐灰土盆地が存在している (第 1 図)。

燐灰土鈇床は、北アフリカではモロッコ、アルジェリア、チュニジアに、地中海東部ではエジプト、ヨルダン、イスラエル、シリア、イラク、トルコ南東部に分布している。リビア、レバノン、サウジアラビアに燐灰土鈇床があるという記載もみられる (KUN, 1965 ほか)。

地中海燐灰土鈇床区に関心をもつことは、これと岩相のよく似ているソ連の粒状型可採燐灰土鈇床の探査・予測研究に対し一定の理論的および実用的意義がある。まず第一に、古第三系陸源炭酸塩質層中に



1—地中海地向斜帯、2—メソポタミア前陸盆地、3—エピ古生代卓状地、
4—アフリカ卓状地縁部堆積被覆層、5—アフリカ卓状地アラビア部分、
6—先カンブリア系基盤突出部、7—深在断層、8—燐灰土鈇床
燐灰土鈇床：
A—Meskala, B—Youssoufier, C—Houribga, D—Miaita, E—Kalaa
Jerda, F—Djebel-Ank, G—Gafsa (Mdilla, Moulares, Ridif, Metlaoui)
H—El-Mahamid, I—Quseir, J—Safaga, K—Oron, L—El-Hasa,
M—Ruseifa, N—Kneifis, O—東方 (Sawwaneh), P—Erkheim, Q—
Mardin, R—Khbari, S—Rutbah

第 1 図 地中海燐灰土鈇床生成区上部白亜紀・古第三紀燐灰土鈇床分布図
(V. P. Ponikarov, 1964, 1967; G. Choubert, A. Faure-Muret, 1964,
1967; M. V. Muratov, 1967 の構造地質図から編集)

* V. I. Pokryshkin (1970)・Платформенные Фосфоритовые месторождения верхнего мела и палеогена Средиземно-морской провинции, Труды научно-исследовательского лаборатории геологии Зарубежных стран, выпуск 21, стр. 126~149

** 鈇床部

小規模な粒状燐灰土鉱床が賦存している中央アジアの地域 (IL'YASHENKO, 1967) がそうである。地中海燐灰土鉱床生成区の燐灰土鉱床の地質に関する資料の研究および総括は、ソ連ならびに諸外国における卓状地区の燐灰土の分布規則性を明らかにすることをめざしたソ連地質学者の力強い努力によって現在進みつつある。

地中海沿岸諸国における上部白亜系と古第三系の堆積層系の断面中の燐灰土を初めて明らかにしたのは、LARTET (1869), THOMAS (1887, 1888), BEADNELL (1901), BLANCKENHORN (1903) らである。その後 CAYEUX (1935₁, 1935₂, 1935₃) がシリア, パレスチナ, ヨルダン, エジプトのセノン階の燐灰土の堆積岩石学的特徴を記載し, 浅海水盆中の炭酸塩相の広範な発達を伴った燐灰土生成作用を論じている。

最近になって, L. VISSÉ (1948₁, 1952, 1953, 1954) はモロッコ, アルジェリア, チュニジアの燐灰土層の岩石学的研究の結果とその生成条件を検討しているが, 彼の見解によると, その燐灰土はノルマルな海成相および瀉—海成相として生成し, マーストリヒト階—始新世海進堆積水盆の海峡状部分における強い海底水食過程が燐灰土層の生成を促進したのである。

地中海諸国における燐灰土鉱床の地質構造と燐灰土の成因に関するその後の問題点を BENTOR (1953), RITTMANN その他 (1955), SALVAN (1952, 1959, 1960), ARAMBOURG (1952, 1959), SHELDON (1964₁, 1964₂), YOUSSEF (1958, 1965) の論文が扱っている。これら研究者の大部分は, 化学的燐灰土生成作用の役割が大きいこと, および, 燐灰土の集積と水底の水食に対する, また層状燐灰土鉱床の生成に対する構造地質の影響を強調している。その際に重要な意味をもっていたのは, 浅海水盆の海成堆積物中の燐の源の一つとなった海棲生物の軟体部分の分解である。

地中海燐灰土鉱床区の燐灰土鉱床の地質と分布規則性は, Ye. V. ORLOVA (1951) と N. S. SHATSKII (1955) の著名な論文に詳しく述べられている。すなわち, N. S. SHATSKII はモロッコ, アルジェリア, チュニジア, エジプトの含燐灰土盆地に関する地質資料をフォーメーション (formation) の観点から再検討した。彼は, 地中海燐灰土鉱床生成区の上部白亜紀および古第三紀含燐灰土層のフォーメーション解析によって, モロッコ, アルジェリア, チュニジアの燐灰土がエピ古生代 (epipalaeozoic) 卓状地凹部の平坦面に沈殿したことを, またエジプト, イスラエル, ヨルダンの燐灰土が古期アフリカ卓状地の斜面に沈殿したことを確かめている。この研究によって, 燐灰土鉱床生成区の構造地質上の位置がきわめて正確になった。さらに, 彼は, 新旧卓状地の斜面に粒状型燐灰土の層状鉱床が生成している可能性を指摘した。卓状地の堆積被覆層の褶曲作用は, N. S. SHATSKII の見解によると, Ye. V. ORLOVA (1951) が考えたように, 地向斜区の特徴を備えていない。

モロッコ, アルジェリア, チュニジアの上部白亜紀および古第三紀燐灰土が構造地質的にいってエピ古生代卓状地「褶曲被覆層」部分に胚胎されていることは, フランスの地質学者 G. CHOUBERT と A. FAURE-MURET の論文 (1964) でも指摘されている。

V. P. PONIKAROV (1964, 1967) はアフリカ卓状地のアラビア半島部分の主な構造要素を詳しく解析しその発達史に関する概念を述べている。その構造要素に属するものとして, 卓状地内の堆積被覆層の沈降と隆起があり, 東地中海沿岸諸国内に知られているすべての燐灰土鉱床がその構造要素と密接な関係を有する, と彼は述べている。

新しいデータに照してみると, 現在では, 地中海区の燐灰土鉱床の地質構造と卓状地区内におけるその基本的な分布規則性のそれぞれの特徴を挙げることは可能である。

燐灰土鉱床の地質構造

上部白亜紀と古第三紀の含燐灰土堆積層系のアンモナイト・脊椎動物・斧足類・有孔虫による層序にもとづいて, 可採燐灰土層はシャンパーニュ階およびマーストリヒト階とされ (SALVAN, 1960; ARAMBOURG, 1959; BENTOR, 1953; SAID, 1965; KOZLOV ほか, 1965), 燐灰土は暁新統および下部始新統に胚胎されるともされている (VISSÉ, 1948₂; ARAMBOURG, 1952; SALVAN, 1960; KRASHENINNIKOV ほか, 1964)。同時にまた, オープ階とセノマン階 (DALLONI, 1939), サントン階 (SAID, 1965), ダン階 (AFTEH, 1966), 中部および上部始新世 (SALVAN, 1960; KRASHENINNIKOV ほか, 1964) の非可採性燐灰土層も認

められている。

上部白亜紀および古第三紀燐灰土層の層位的な位置は、地中海区含燐灰土層系のもっとも大規模な燐灰土の柱状断面で示すことができる（第2図）。

その柱状断面で可採性と非可採性の燐灰土層を区別するに当たって、地中海沿岸諸国で行なわれている燐灰土の品質（ P_2O_5 が通常16—20%以上）と厚さ（0.5—1 m 以上）による燐灰土燐の評価基準が採用されている。

可採性燐灰土層の空間的位置、構造の特徴、組成からみると、燐灰土燐灰土は一連の盆地中に局地的に独立・分布している。これらの盆地は卓状地性堆積被覆層の部分に相当し、その範囲内では下部白亜紀末に始まる地質発達的全期間にわたって、強い海成燐灰土堆積作用、層状燐灰土燐灰土生成作用、構造地質的過程・浸食過程からのその保存作用が行なわれた。このような盆地（古水盆）に属するものとして、モロッコ盆地、アルジェリア—チュニジア盆地、エジプト盆地、東地中海盆地がある。

燐灰土燐灰土を胚胎しているこれらの含燐灰土盆地は、ただ一つの堆積水盆に該当している（モロッコ盆地、エジプト盆地）か、さもなければ多くの堆積水盆を含んだものである（アルジェリア—チュニジア盆地、東地中海盆地）。地中海区の含燐灰土盆地の構造にみられるこのような差異は卓状地型構造要素の不均等発展によるもので、若いエピ古生代アフリカ卓状地と古期アフリカ卓状地の範囲では含燐灰土盆地と卓状地型構造要素が空間的に結びついている。

モロッコ含燐灰土盆地

モロッコの含燐灰土盆地はモロッコ南西部に400 × 100 km の拡がりで存在している。構造地質的な関係でいえば、この含燐灰土盆地はモロッコ領メセタ地方の卓状地堆積被覆層の緩傾斜（5—10°）地域内に主として分布し、そしてこの堆積被覆層がいちじるしく転位させられている構造帯（Moyen Atlas と Haut Atlas の褶曲隆起）に境されている。さらに、この含燐灰土盆地中には堆積被覆層を欠いたヘルシニア期の Rehamma 山塊と Djebilet 山塊が突き出ている。このヘルシニア期の山塊と転位帯のために、上記含燐灰土盆地は平面でみると西に開いた、すなわち大西洋側に開いた2つの大きな「湾」の形を呈している。

モロッコの含燐灰土盆地は、南から北に向かって特色をもった、とくに可採燐灰土埋蔵性に差のある地区、すなわち 1) Bekrit-Timhadit 地区、2) Chichaoua (Chicaoua)-Imi n'Tanout 地区、3) Meskala-Mogador 地区、4) Ganntur 地区、5) Oulad-Abdun 地区の5地区に区分できる（ARAMBOURG, 1952; SALVAN, 1960）。その中でもっとも重要なのは Oulad-Abdun 地区と Ganntur 地区で、それぞれにモロッコ最大の燐灰土燐灰土が分布している。

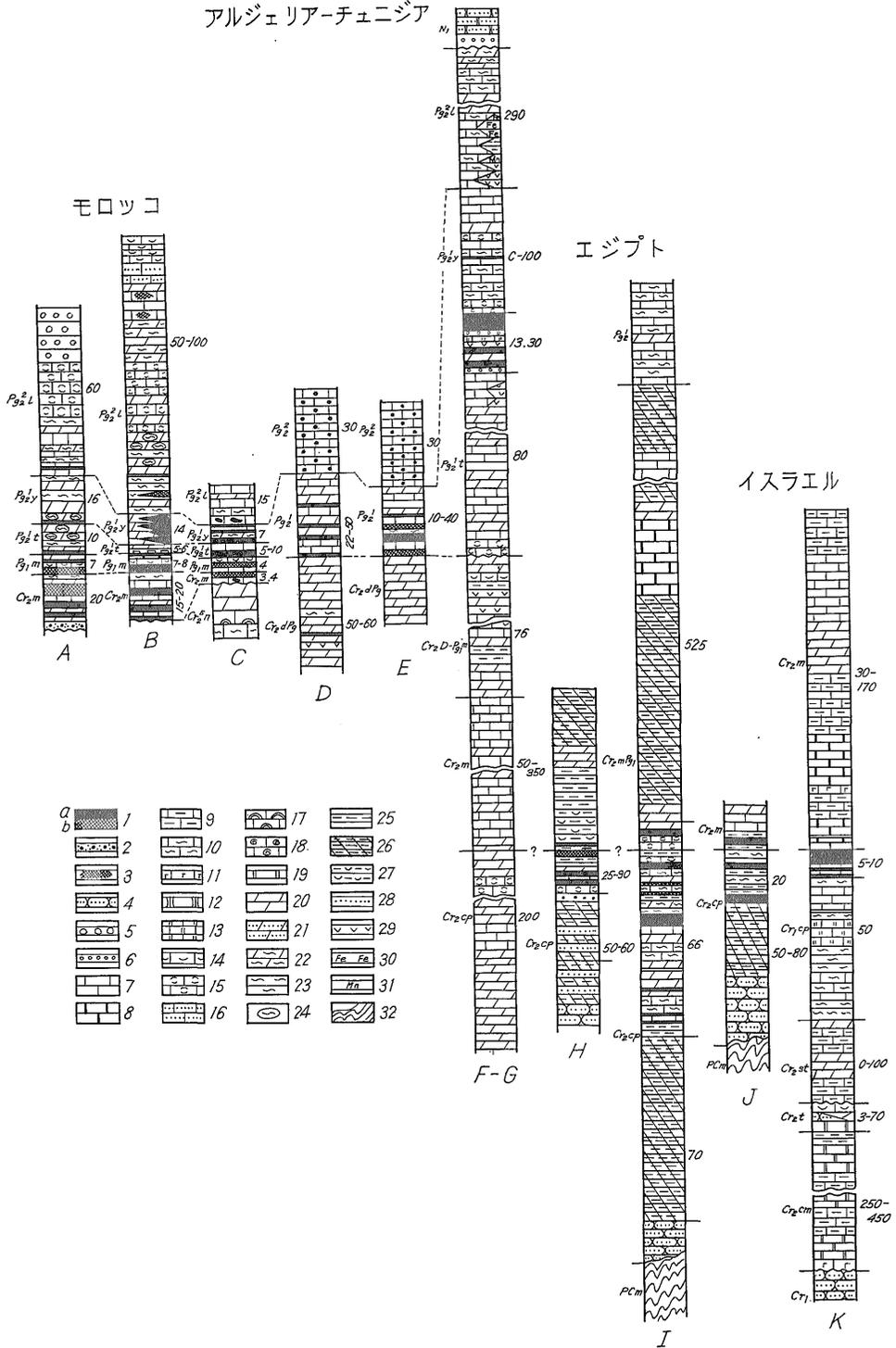
モロッコの燐灰土燐灰土は、その燐灰土燐灰土量からみると、世界第一級の地位を占めている。すなわち、モロッコの燐灰土燐灰土の地質燐灰土量（geological reserves）は400億 t と評価され、世界の総燐灰土燐灰土量の約60%を占めている（ARGALL, 1968）。

その燐灰土燐灰土は、マーストリヒト階、暁新統、下部始新統の地層に胚胎され、その含燐灰土層の層序（第2図参照）は燐灰土と母岩中に大量に含まれている脊椎動物（爬虫類、魚類）および斧足類の化石動物群にもとづくものである（ARAMBOURG, 1952; SALVAN, 1960）。

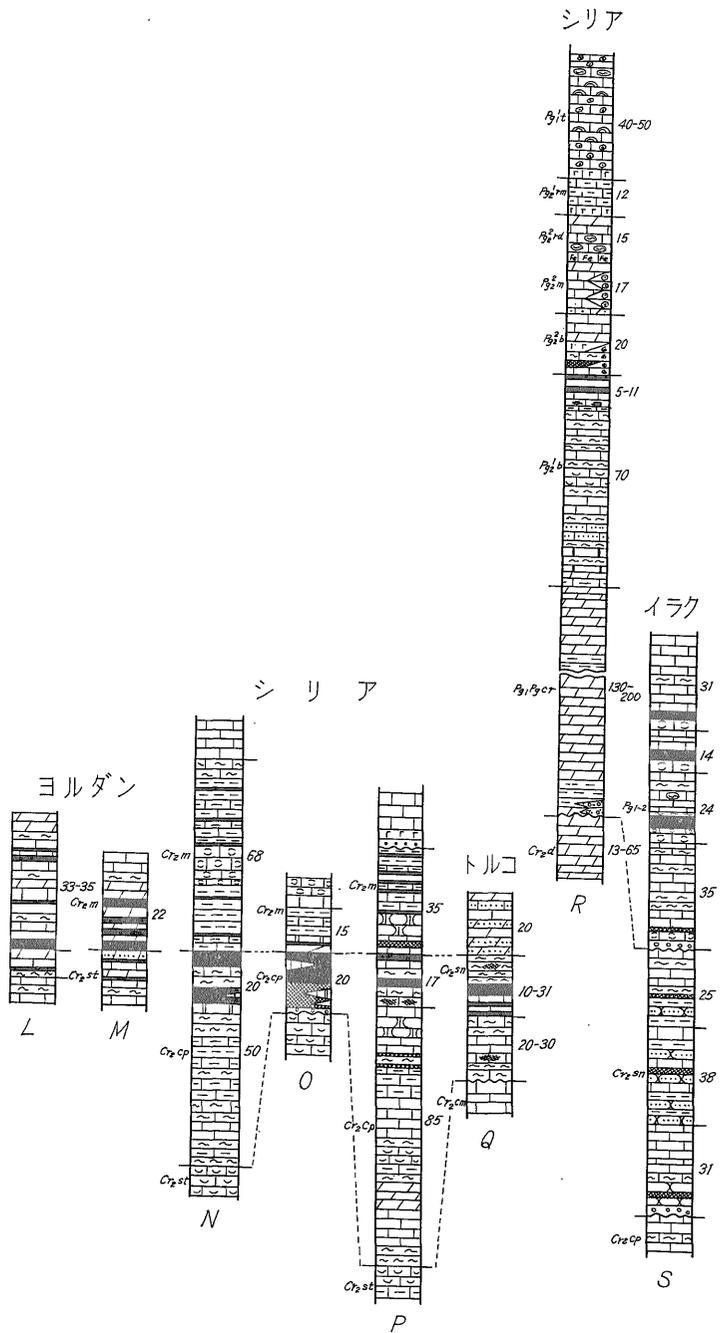
マーストリヒト階—下部始新統の含燐灰土層は陸向斜型の大型の内卓状地盆地（intraplatform warping）中に分布し、先カンブリア紀から中生代（を含めて）までの各種の岩石を海進被覆している。その中でもっとも古いマーストリヒト階含燐灰土層は、Haut Atlas 山脈山麓の Bekrit-Timhadit 盆地と Chichaoua-Imi n'Tanout 盆地の南部諸地区にもっとも広く発達している。その部分に分布しているのは Oued Ergita, Kelaa Ouarzazate, Chichaua, Imi n'Tanout のほとんど調査されていない低品位燐灰土燐灰土で、当該含燐灰土層の柱状断面では石灰岩、骨層に富んだ燐灰土層を伴う泥灰岩が厚さ400 m に達している。その上位に賦存する暁新統（モン階とサネット階）および下部始新統（イプレス階）の泥灰岩、珪質石灰岩、燐灰土間層を挟在する砂岩は、厚さが30 m から95 m である。

列挙した燐灰土燐灰土の北方では、マーストリヒト階、暁新統、下部始新統の含燐灰土層の厚さが減少し、た

アルジェリア-チュニジア



第2図 地中海燐灰土鉱床生成区上部白亜紀・古第三紀含燐灰土層準の地質柱状断面 (Visse, 1948₂, 1952; Orlova, 1951; Bentor, 1953; Burdon, 1959; Arambourg, 1959; Salvan, 1960; Sheldon, 1964; Said, 1965; Fadli, 1965; Würzburger, 1967; Affeh, 1966 の資料による)



A—Meskala, B—Youssefior, C—Houribga, D—Miaita, E—Kalaa Jerda, F—Djebel Ank, G—Gafsa (Mdilla, Moulares, Ridif, Metlaoui), H—El-Mahamid I—Quseir, J—Safaga, K—Oron, L—El-Hasa, M—Ruseifa, N—Kneifis, O—東方 (Sawwaneh), P—Erkheim, Q—Mardin, R—Khbari, S—Rutbah
 1—層状粒状燐灰土：a—可採鉱層，b—非可採鉱層，2—コンクリーション燐灰土，3—磷酸塩化作用，4—砂岩，5—礫岩，6—巨礫岩，7—微粒状石灰岩，8—白亜様石灰岩，9—泥質石灰岩，10—珪質石灰岩，11—海緑石石灰岩，12—膠結構造を備えた微粒状石灰岩，13—苦灰石質石灰岩，14—生物源石灰岩，15—貝殻石灰岩，16—砂質石灰岩，17—藻類石灰岩，18—ヌムライト石灰岩，19—苦灰岩，20—泥灰岩，21—砂質泥灰岩，22—珪質泥灰岩，23—珪質岩，24—チャート・コンクリーション，25—泥岩，26—頁岩，27—貝殻を含む頁岩，28—シルト岩，29—石膏，30—オーライト鉄鉱，31—マンガン・コンクリーション，32—卓状地基礎の先カンブリア系

例えば Meskala-Mogador 地区では数mに急減している。

Meskala 鉱床では、厚さ20mのマーストリヒト階含燐灰土層がセノマンーチューロン階石灰岩を不整合に覆い、その含燐灰土層を構成して石灰岩・泥灰岩・珪岩と互層した数層の燐灰土鉱層(0.2-4 m)が認められる。

燐灰土はさらに上位に、すなわち、モン階(7 m)、サネット階(10 m)、イプレス階(16 m)の堆積層の構成体の一つとして分布し、石灰岩・泥灰岩・チャート中に厚さ1-2.5 m、 P_2O_5 品位約31%の鉱層として賦存している。なお、まれには、珪質泥灰岩・生物源石灰岩・石灰岩質礫岩からなる総層厚60 m前後のルテシア階堆積層中に燐灰土の薄い鉱層が賦存することもある。現在のところ、Meskala 鉱床が鉱量の点で有望視され、今後の研究に期待がかけられている(SALVAN, 1960)。

Meskala-Mogador 地区の北100 kmに、モロッコ含燐灰土盆地の中心部を占めて Ganntur 地区がある。この地区は、東西110 kmにわたって、幅のせまい帯状を呈しながら長く伸びている。地区の西部で Youssofier 鉱床が探査・開発されているが、その稼行燐灰土鉱層はモン階の基盤に胚胎され、厚さは1.8から2.5 m、 P_2O_5 品位は約32%である。1968年には、この鉱層の開発によって燐酸鉱2万tが生産された。なお、燐灰土鉱層がマーストリヒト階・サネット階・イプレス階の地層の構成体として分布している部分もある。しかし、その場合は燐灰土鉱層の厚さは変化に富み、かつ燐灰土の品位も一定せず稼行できるものとは考えられない。この鉱床の燐灰土は石灰岩、泥灰岩、珪岩と密接な共存関係を有するが、貝殻石灰岩・含燐酸塩珪質泥灰岩・チャートからなる総層厚50-100 mのルテシア階の柱状断面中には胚胎されていない。

最近、モロッコの「Office Cherifien des Phosphates」が Ganntur 地区東部(Yussofier 東方70 km)で行なった探査作業の結果、モロッコ第2の大規模な Benguerir 燐灰土鉱床が発見された(ARGALL, 1968)。この鉱床で、マーストリヒト階に3層、モン階に1層、イプレス階に2層の計6層の可採性燐灰土鉱層が確認された。その鉱層はいずれも、炭酸塩岩および珪岩中であって、緩傾斜(5-7°)を示すのが特徴である。その燐灰土の探査鉱量(prospecting reserves)は 900×10^6 t、平均品位 P_2O_5 30%と評価されている。

現在、高品質燐灰土の鉱量の規模がもっとも大きい鉱床がモロッコ含燐灰土盆地の北部、Oulad-Abdun 地区に知られている。すなわちそこに、燐灰土の地質鉱量210億tをもった Houribga 鉱床があつて、その可採鉱層は下部始新世のもので、下部始新統イプレス階に胚胎されている(SALVAN, 1960)。1967年の同鉱床における燐灰土の採掘量は 8.7×10^6 tであつたが、1972年には年採掘量が 12.3×10^6 tとなる予定である(ARGALL, 1968)。

同鉱床における最古期の岩石は、エビ古生代卓状地の褶曲基盤を構成しているカラドク階の珪岩とゴトランド系の粘板岩である。それより上位では古生代岩層が下部白亜紀の厚さ200 mの泥灰岩・石灰岩・赤色砂岩、セノマンーチューロン階の泥灰岩と石灰岩(200 m)、下部セノン階の生物源石灰岩と泥灰岩(100 m)からなる堆積被覆層に急傾斜不整合でもつておおわれている。

下部セノン階泥灰岩上には、薄い(15-20 m)マーストリヒト階-始新統の含燐灰土層が分布している(第2図参照)。その基盤部には、ルーズな燐灰土層(1-1.3 m、 P_2O_5 約27%)と互層したマーストリヒト階の石灰岩が賦存している。さらに、燐灰土薄層を随伴したモン階に相当する燐酸塩質石灰岩が上位に分布し、その上位は厚さ1-2.3 m、 P_2O_5 品位33%前後の燐灰土層を伴ったサネット階石灰岩・泥灰岩・チャートに変わる。

最高に燐灰土が分布しているのは下部始新統イプレス階の地層中で、それぞれの厚さ1-3 m、 P_2O_5 品位34-35%の2層から4層の可採鉱層が認められる。その燐灰土は、泥灰岩・石灰岩・チャートと互層している。そしてこの鉱床の断面は、厚さ15 mの中部始新統ルテシア階の貝殻質石灰岩と泥灰岩で終わりととなる。

モロッコ含燐灰土盆地の燐灰土鉱床の地質について列挙したことから、次のような結論が得られる。すなわち、層状の高品質燐灰土鉱床は、内卓状地盆地内のエビ古生代卓状地の弱転位堆積被覆層の構成に加わっているマーストリヒト階、暁新統、下部始新統の珪質・炭酸塩質堆積層に胚胎されている。そ

の大きな特徴は、含燐灰土層の断面に陸源層が存在しないことである。含燐灰土層の厚さは、モロッコ含燐灰土盆地の南から北に向かって400 mから15-20mに変わる。15-20mという厚さは、一般に、可採性燐灰土鉱床の大部分に当てはまる特色である。

アルジェリアーチュニジア含燐灰土盆地

アルジェリアとチュニジアの含燐灰土盆地は、褶曲基盤岩が中生代と新生代の転位した堆積被覆層下に深く埋没されているエピ古生代卓状地の東部に分布位置している (G. CHOUBERT, A. FAURE-MURET, 1964). この含燐灰土盆地は、アルジェリアの西部国境からチュニジアの Gabes 市と Sousse 市の間の地域の地中海沿岸まで東西方向約 1,000km にわたって広がっている。この盆地内の卓状地堆積被覆層は、下位から、下部白亜系の陸源層 (500 m), 厚さ200-300mのセノマンーチャーロン階石灰岩・泥灰岩・苦灰岩, セノン階と下部暁新統の石膏に富んだ炭酸塩岩系 (400-700m), 上部暁新統と下部始新統の含燐灰土チャート-炭酸塩岩コンプレックス (20-90m), 中部始新統ヌムリテス石灰岩で構成され、南部ではヌムリテス石灰岩が石膏・魚卵状鉄鉱・マンガング塊層を随伴した泥灰岩に変わっている (NICOLINI, 1967). 中部始新統堆積層 (ルテシア階) の厚さは、約 200 m である。その上位には、古第三紀岩層を不整合におおった中新統の礫岩と砂岩が分布している (第 2 図参照)。

可採燐灰土鉱床は、サネット階とイブレス階の地層に胚胎されている (VISSE, 1952). オープ階, セノン階, ダン階の柱状断面中に記録されている燐灰土層は稼行対象となり得ない (DALLONI, 1939; VISSE, 1948₂). アルジェリアーチュニジア含燐灰土盆地の燐灰土の地質鉱量は約130億 t と評価され、その中にはアルジェリアでの探査鉱量10億 t とチュニジアでの探査鉱量 20億 t が含まれている (SAINT-GUILHEM, 1960).

本盆地内では、燐灰土鉱床が比較的はっきりと独立した 2 地域、すなわち、北の Setif-Tebessa 地域と南の Jebel Onk-Gafsa 地域に分れて分布している (KUN, 1965). そのうちの北の地域は Batna-Kasserine 隆起帯の斜面に位置し、南の地域は内卓状地沈降凹地もしくは Negrine 陸向斜の斜面に位置している。

そして、この北の地域には、アルジェリアの Mzaita, Toquilya, Borudj Ridif, Mahala, Kuif, Jebel Dar, Ain Kerma, Ain Diba の各鉱床とチュニジアの Kalaa Jerda, Salsala, Sra Ouertane の各鉱床が分布する。これらの鉱床の大部分は、小規模かもしくは完全に採掘済みである。現在、燐灰土の採掘を続けているのは、約 15×10^6 t の燐灰土鉱の鉱量を有するチュニジアの Kalaa Jerda 鉱床だけである。

この北の地域では、サネット階とイーブル階の含燐灰土層群がダン階、すなわち暁新統下部の黒色泥灰岩の上位に分布し、始新世中期のヌムリテス石灰岩に被覆されている。

この地域の西部の Mzaita 鉱床地区 (第 2 図参照) では、燐灰土が厚さ 22-50m を有するイーブル階の地層の構成層となっている。すなわち、このイーブル階の地層は燐灰土 (P_2O_5 : 18 ~ 30%) の層 (厚さ 0.3~1.8m) と互層した石灰岩, 泥灰岩, チャートからなる。その燐灰土層の層数は 7—8 層に達している。

この地域の東部部分 (チュニジア領) では、厚さ 10-40 m に達する含燐灰土層群を構成して、燐灰土層数が最大18層に増している所もある (Sra Ouertane 鉱床)。チュニジアの稼行鉱床である Kalaa Jerda 鉱床では、泥灰岩, 石灰岩, チャートと互層した燐灰土層が 3層から 5層まで数えられる。しかし、採掘できるのは P_2O_5 を 32%前後含有した厚さ 3-5 m の 1層だけである。

アルジェリアとチュニジアの最大の可採燐灰土鉱床は、北の Setif-Tebessa 地域から 100 km ほど離れた Djebel Ank-Gafsa 地域に分布している。この地域のアルジェリア領には、燐灰土の探査鉱量が 500×10^6 t を越える (SAINT-GUILHEM, 1960; KUN, 1965) Djebel Ank 鉱床がある。

Djebel Ank 鉱床は背斜構造の南翼に胚胎され、同褶曲の核部はセノン階の厚さ385 mの石灰岩と珪質岩からなる (VISSE, 1948₂; KUN, 1965). その上位に、下部暁新世—ダン階の泥灰岩 (厚さ90m) が分布する。さらに、タネット階の地層 (厚さ60m前後) がそれに続き、それを構成して可採燐灰土層を伴った厚さ 25-31 m の含燐灰土層が発達している。その含燐灰土層には 5層の燐灰土層が認められ、その中にそれぞれ P_2O_5 25-32% の 3層 (厚さ 1.5-3.3 m) の可採燐灰土層が含まれている。この燐灰土層は、

石灰岩と泥灰岩の中に挟まれ急傾斜(約50°)を示す。

さらにその上位に、下部始新統イーブル階に属する厚さ約30mの、燐灰土間層を伴った泥灰岩とチャート、それに珪質石灰岩・含石膏石灰岩が分布している。このイーブル階の岩層は、ルテシア階の厚さ200mの泥質含石膏石灰岩と泥灰岩におおわれている。

Djebel Ank 鈹床の東方、チュニジア領には、稼行中の Mdilla, Moulares, Ridif, Metlaoui の4燐灰土鈹床(“Gafsa 鈹床”という名で一括されることもある)がある。その燐灰土鈹量は、 139×10^6 t 以上と評価されている(SAINT-GUILHEM, 1960)。

本鈹床群の柱状断面は、まず厚さ約200mのシャンパーニュ階の泥灰岩と石灰岩を基盤にして、その上位にマーストリヒト階の白亜状石灰岩と泥灰岩が分布する。その厚さは50mから350mの範囲を示す。またその上位にはダン階とモン階に属する生物源石灰岩間層を挟在した黒色泥灰岩と粘土が続く(厚さ76m)。さらにその上には、サネット階の厚さ80mに及ぶ石膏と生物源石灰岩を挟在した泥灰岩が認められ、燐灰土と礫岩の薄層も賦存する。

燐灰土がもっとも多く分布するのは、またさらにその上位で、イーブル階の地層を主体としている(厚さ13mから最大30m)。

各鈹床には、 P_2O_5 品位28-33%で厚さ1.8-3.5mの2ないし3層の可採鈹層が確認済みである。燐灰土は、石膏と礫岩の薄層を伴った泥灰岩・石灰岩と互層し、柱状断面の上部に向かって、石灰岩・泥灰岩・珪質岩層中の燐灰土層の数は急激に減少する。その上位には、ルテシア階に属する、石膏・魚卵状鉄鈹・粘土と互層した厚い(200m前後)炭酸塩岩層が分布している。

アルジェリアーチュニジア含燐灰土盆地の燐灰土鈹床の地質構造と組成の特徴はこのようなものである。可採燐灰土鈹層は、サネット階とイーブル階の地層中に認められる。その燐灰土は炭酸塩岩・珪質岩と共存し、石膏、礫岩、粘土、魚卵状鉄鈹、マンガン結核も認められるが、そのような産状は複雑な古地理学的燐酸塩集積条件下にあったことを証明している。

エジプト含燐灰土盆地

エジプト含燐灰土盆地はアラブ(エジプト)の中心部にあって、3地域、すなわち紅海地域、ナイル河河谷地域と西砂漠地域に分けられ、東西約600kmにわたって追跡できる。これらの地域から北および南に向かって、本含燐灰土盆地の燐灰土層は稼行できないものとなるのが一つの特徴である。紅海地域には、19世紀末から20世紀初頭にかけてすでに発見されていた燐灰土鈹床が分布し、探査鈹量約 $(140-200) \times 10^6$ t を有する「Safaga」および「Quseir」という鈹床名で一括されている(SAINT-GUILHEM, 1960)。

最近新たに学問的、工業的に評価されるようになったのがナイル河河谷地域の燐灰土で、そこには、ソ連の専門家によって探査された El Mahamid 鈹床(鈹量約 200×10^6 t)と多数の有望な含燐灰土地区がある。西砂漠地方の El Kharga オアシス・Dakhla オアシス地区に認められる数億tの将来性のある鈹量をもった燐灰土層群は、まだあまり研究されないままになっている。

R. SAID (1965) その他の研究者のデータによると、本含燐灰土盆地は卓状地の安定した陸棚部分のアラビアーヌビア古期山塊の北側斜面に位置している。この山塊の範囲は、基盤の先カンブリア紀貫入岩、変成岩を造進・被覆したあまり厚くない(約400m)陸成層・浅海成層の発達を一つの特徴としている。燐灰土を伴った卓状地被覆堆積層は、比較的一定した堆積相を示し、所によっては短軸向斜褶曲と短軸背斜褶曲を形成しているが、一般に転位している程度は小さい。そこで、削剝をまぬがれている燐灰土鈹床は短軸向斜構造部分に胚胎されているものである。この盆地で含燐灰土層群の柱状断面がもっともよく研究されているのは El Mahamid 鈹床、Quseir 鈹床、Safaga 鈹床の場合である(第2図参照)。

その柱状断面の下底には、アラビアーヌビア山塊先カンブリア紀岩石の準平原化面上に分布する厚さ数100mの陸成石英質-鉄質ヌビア砂岩層が認められ、その砂岩の絶対年代は上部白亜系(セノマン階-サントン階)に該当している。さらに、総層厚50mから115mの、砂岩・シルト岩・かき殻石灰岩・骨層燐灰土・泥灰岩の薄層と互層したサントン-下部シャンパーニュ階のバイデライト-モンモロロナイト組成の雑色泥岩層がそれに続く。その上位、雑色泥岩の上位には、シャンパーニュ-マーストリヒト階

の「Duvi 層系」という層名で区別された、厚さ20-100mの泥岩・かき殻石灰岩・泥灰岩・砂岩・燐灰土、ときにチャートからなる岩層が分布している。

El Mahamid 鉱床では、含燐灰土層群が下部層・中部層・上部層の3層に分けられる。厚さ3mから最大10mの中部層中に P_2O_5 品位21.5-24.2%の可採性燐灰土層が2層確認済みである。Quscir 鉱床と Safaga 鉱床では、炭酸塩と珪質岩が幾らか多いところで含燐灰土層群の原堆積相がそのまま残っている。そして、可採燐灰土層は3層に及び、その厚さは P_2O_5 品位32%前後でそれぞれ1.5mから3mの範囲である。

この含燐灰土層群は鉱床の断面のさらに上位になると、白亜状石灰岩と泥灰岩の層を伴った泥岩からなるマーストリヒト階-暁新統の厚い陸源炭酸塩層群(325m)に変わる。そして、断面は下部始新統の石灰岩と珪質岩からなる厚さ100-140mの驚くほど変化に乏しい堆積層で終わりとなる。ごくまれには、ヌムライト石灰岩と結核状燐灰土が存在していることもある。

列挙した資料は、エジプト含燐灰土盆地内の燐灰土がアラビア-ヌビア山塊北斜面の泥岩・かき殻石灰岩・泥灰岩・チャート中に分布し、上部白亜紀および古第三系の造進陸源炭酸塩層群の柱状断面下部に位置する。

東地中海含燐灰土盆地

東地中海諸国で、最近、ソ連その他諸外国の地質学者が粒状型の大規模な燐灰土鉱床を発見している。すなわち、イスラエル、ヨルダン、シリア、トルコ南東部、イラクで燐灰土が発見されたのである。その燐灰土層は、アフリカ卓状地のアラビア半島部北部の上部白亜紀および古第三紀陸源炭酸塩層群中に認められ、隆起部および内卓状地凹地の斜面に胚胎されている。予備的データによると、上記諸国の燐灰土層の総量は26億tと V. I. POKRYSHKIN によって評価されている。現在のところ、開発されているのはイスラエルとヨルダンの鉱床で、シリア、イラク、トルコ南東部では開発計画中である。

イスラエルからトルコ南東部まで 1,500 km にわたって追跡できるこの含燐灰土盆地では、可採燐灰土層を伴った次のような燐灰土層賦存地域が区分できる。すなわち、南イスラエル地域、ヨルダン地域、中央シリア地域、南トルコ地域、西イラク地域の計5地域である。

南イスラエル燐灰土層賦存地域は、シナイ内卓状地凹地内の Negev 砂漠のイスラエル南部に位置し、幾つかの燐灰土層を有するが、その中でもっとも大規模で、かつ採掘されているのが鉱量 150×10^6 t 以上 (BENTOR, 1953; WÜRZBURGER, 1967) をもった Oron 鉱床である。

この鉱床の地質断面(第2図参照)はヌビア型の主として石英質砂岩からなる厚い陸源炭酸塩層群に始まり、その上位にセノマン-チューロン階の泥質生物源石灰岩、粘土層・石英質砂岩を挟む苦灰岩(厚さ計240-450m)が賦存する。上記諸岩石は狭長な背斜褶曲の核部に分布し、その翼部には上位のセノ階の含燐灰土珪質-炭酸塩質堆積層が続いている。さらにその断面の上部には、上部シャンパーニュ階の、燐灰土層と互層するチャートと石灰岩で構成された地層があって、おもな含燐灰土層として厚さ5-10mのものが認められる(BENTOR, 1960)。この含燐灰土層を構成する可採燐灰土層は1層から最高3層確認済みである。各層は P_2O_5 品位24.5-32.85%で、厚さ1.8mから6.1mの範囲である。おもな含燐灰土層準の上にはマーストリヒト階の厚さ170mに達する泥灰岩と白亜状石灰岩が賦存している。

ヨルダン燐灰土層賦存地域は、その西境が南イスラエル燐灰土層賦存地域に接している。この地域はヨルダン隆起帯西斜面に位し、燐灰土量 $(150 - 200) \times 10^6$ t (BURDON, 1959) という El Hasa, Ruseifa の2大鉱床を有する。これら2大鉱床の白亜系柱状断面の堆積相構成は Oron 鉱床の場合に酷似しているが、ヨルダン領内では可採燐灰土は上位、すなわちマーストリヒト統にあって、El Hasa 鉱床と Ruseifa 鉱床ではその可採層の厚さは22mから35mに達している (ARAMBOURG, 1959; BURDON, 1959)。

El Hasa 鉱床には、珪質岩と石灰岩で隔てられた可採燐灰土層が2層だけ確認済みで、粘土間層を伴っている。El Hasa 鉱床北方200kmに位置する Ruseifa 鉱床では可採層の数が4層にふえ、母岩の

厚さが薄くなっている。

中央シリア燐灰土鉱床賦存地域は Kneifis, Erkheim などの燐灰土鉱床を有するものであるが、これは 1958-1962年のシリア領におけるソ連地質学者の調査で Palmyra 内卓状地凹地において発見されたいわくつきのものである。この凹地地域では、白亜系と古第三系が下部から上部に向かって下部白亜紀陸成層、セノマン-チューロン階苦灰岩-石灰岩層、含燐灰土陸成-珪質-炭酸塩セノン統、上部マーストリヒト階-暁新世石灰岩-泥灰岩層と変化している (KRASHENINNIKOV ら, 1964; KOZLOV ら, 1965)。

燐灰土は、シャンパーニュ階と下部マーストリヒト階を包括した1層準に主として分布し、まれにはサントン階とダン階、暁新世と始新世の地層を構成していることもある (AFTEH, 1966)。

シャンパーニュ階とマーストリヒト階のもっとも整った可採層準断面が認められるのは、上記凹地の小型背斜褶曲の翼部に胚胎された Kneifis, Er Kheim, 東方 (ВОГОЧНЕЕ)^{注1)} の各鉱床の場合である。

Kneifis 鉱床の地質断面はサントン階斧足類石灰岩に始まり、それをシャンパーニュ階の石灰岩 (しばしば粘土質および珪質) と塊状および角礫状のチャートが50mないしそれ以上で整合被覆する。このシャンパーニュ階の岩石は鉱量 25×10^6 t を有する高品位 (P_2O_5 : 29-35%) の2層の可採燐灰土層 (1-13m) と互層している。さらにその上位には、低品位燐灰土間層を伴ったマーストリヒト階の粘土質石灰岩およびかき殻石灰岩、泥岩、泥灰岩が認められる。このマーストリヒト統の厚さは、68mをこえる。

Kneifis 鉱床と違って、「東方」鉱床の場合はシャンパーニュ統の燐灰土が厚さ約20mのただ一層のレンズ状鉱層を形成し、サントン階の斧足類石灰岩上に断層でもって接し、マーストリヒト階の陸成炭酸塩岩 (泥岩・石灰岩・苦灰岩) に整合被覆されている。この鉱層の下部部分 (8-10 m) は多数の泥質石灰岩・苦灰岩・炭酸塩質泥岩のレンズを含んだ低品位 (P_2O_5 : 5-16%) の燐灰土からなり、基底部はサントン階の斧足類の丸くなった貝殻の集積体と礫層からなっている。また、鉱層の上部では、陸成炭酸塩岩層が完全に尖滅している。この鉱床では、燐灰土が厚さ10-12 mの厚い可採鉱層として分布し、その P_2O_5 品位は24.5%、鉱量は 415×10^6 t と評価されている。

Erkheim 鉱床の場合、シャンパーニュ階とマーストリヒト階の燐灰土層準は Kneifis と「東方」の同じ時代の燐灰土層準と堆積相的によく似ている。しかし、Erkheim 鉱床の地質断面では、可採鉱層の層数が3層にふえ、そのうちの2層はシャンパーニュ階に、残る上部の1層はマーストリヒト階に属する。これらの鉱層の厚さは0.8-2mを示し、 P_2O_5 品位は17-32%である。それらとともに、多数 (10-12層) の燐灰土薄層が分布するが、実用価値はない。マーストリヒト統の構成層として、燐灰土の小結核 (P_2O_5 : 24-26%) を含んだ含海緑石石灰岩層 (1-3 m) が出現している。母岩層はシャンパーニュ階の主として粘土質石灰岩とチャート、マーストリヒト階の泥灰岩・泥岩・石灰岩からなり、Kneifis 鉱床および「東方」鉱床の場合の一つの特徴であった苦灰岩は賦存しない。

南トルコ燐灰土鉱床賦存地域はトルコ南東部に拡がり、Diyarbakir 隆起帯の斜面に位置している (SHELDON, 1964₁)。この地域には、Mardin 燐灰土鉱床と幾つかの小鉱床が知られている。R. SHELDON の資料によると、Mardin 鉱床の地質断面はセノマン-チューロン階の石灰岩に始まり、その上位は3層の可採燐灰土層を伴ったセノン階の珪質-炭酸塩質層 (厚さほぼ80 m) に変わる。それらの鉱層の厚さは1 mから2 mで、 P_2O_5 品位が10-25%である。この燐灰土鉱層は石灰岩・珪質岩と互層し、Mardin 鉱床の燐灰土探査鉱量は 153×10^6 t に達する (PHOSPHOROUS..., 1966)。

西イラク燐灰土鉱床賦存地域は、シリア南東部とイラク西部のシリア砂漠に位置する。この燐灰土鉱床賦存地域は、大型の短軸背斜褶曲からなる Rutbah 隆起部北斜面に相当する。この構造の緩傾斜 (1-2°) 翼部に、Rutbah および Khbari の両燐灰土鉱床が分布する。

上部白亜系および古第三系の含燐灰土層のもっとも完全かつ比較的圧縮された地質断面が認められるのは、Rutbah 鉱床の場合である (FADLI, 1965)。

この地質断面はセノマン-チューロン階の石灰岩に始まり、その上にセノン階の陸源珪質-炭酸塩質層が厚さ31, 38, 25mの3部層に分かれながら、不整合でもって重なっている。その部層は、それぞれ、

注1) ロシア語で表現してある。

石灰岩、砂岩、泥岩、珪質岩、燐灰土からなる。このセノン階の基底には、厚さ最大3mの礫岩層が分布する。燐灰土鈇層は厚さが0.2mから2mの間で変化に富み、 P_2O_5 品位も5%から最高18.5%を示す。

セノン階岩層の上には、古第三系を含燐灰土層が不整合での上りていて、その堆積相の特徴と可採燐灰土の賦存状況によって厚さ35, 24, 14および31mの計4部層に分けられる。これらの部層は主として石灰岩（貝殻石灰岩と珪質石灰岩のことが多い）からなり、チャートおよび燐灰土鈇層と互層している。この古第三系地質断面の基底には、石灰質礫岩層（3m）が認められる。

この部層のそれぞれには、かき殻石灰岩と密接に共存して燐灰土鈇層が胚胎されている。稼行価値をもっているのは P_2O_5 17.5-27%、厚さ1.2-6mの、下位から2番目の燐灰土鈇層で、約 313×10^6 tの燐灰土鈇量を有する鈇床として試掘されている。それより上位の燐灰土層は0.3mから3mの厚さを有し、 P_2O_5 品位は7-24%で、将来性があると認められている（FADLI, 1965）。

燐灰土鈇層はRutbah鈇床の北方にも拡がっている。たとえば、Rutbah北方100kmに当たるAkashat (Akashat) 地区では P_2O_5 品位17.5-25%で厚さ約13mに達する下部燐灰土層が稼行価値を有し、イラク国内の燐灰土の総地質鈇量は $1,025 \times 10^6$ tと評価されている（FADLI, 1965）。

Rutbah鈇床の北西方、シリアとの隣接地域に、古第三紀の珪質-炭酸塩質構成の含燐灰土層がKhbari鈇床として保存されている。

Khbari鈇床の地質断面では、ダン階-下部始新世の石灰岩-泥灰岩層（200m以上）の上位に燐灰土鈇層と互層して厚さ5-11mの含燐灰土層準を伴ったチャートと石灰岩が賦存する。この含燐灰土層準を構成して、それぞれ P_2O_5 品位16.3-24.8%、厚さ0.8-1.9mの2層の可採燐灰土鈇層がある。これらの2鈇層の燐灰土鈇量は 432×10^6 tと算定され、その生成期は下部始新世とされている（KRASHENINNIKOVら, 1964）。

さらにその上位には中部-上部始新世の陸源石灰岩層（約100m）が賦存し、燐灰土のコンクリーション（ P_2O_5 24-27%）を含んだ海緑石石灰岩、ヌムライト石灰岩、藻類石灰岩、生物源-礫質石灰岩が泥岩層と石英砂岩層と互層して分布する。薄く、非可採性の粒状燐灰土層も胚胎されている。生成期からいえば、この陸源石灰岩層は幾つかの微動物化石帯に細分できる（KRASHENINNIKOVら, 1964）。

以上のように、東地中海地方の盆地内には、シャンパーニュ階、マーストリヒト階、下部始新世の陸源珪質-炭酸塩質層に胚胎された燐灰土鈇床があり、燐灰土はアフリカ卓状地アラビア半島部の北側の内卓状地凹地と隆起部の各種地質構造内に分布する。エジプト盆地の場合と違って、東地中海地方の盆地の含燐灰土地域内では、主として、燐灰土が組成の多様な石灰岩と珪質岩と密接に共存している。エジプトの場合に広く分布している泥岩は、東地中海地方の盆地では、含燐灰土層の構成部分として限られて発達し、そのことは陸源物質の主な供給源——アラビアンヌビア山塊——からそれが遠く隔たっていたことを物語っている。

燐灰土鈇床分布のおもな地質学的規則性

地中海燐灰土鈇床生成区の燐灰土鈇床の上記地質構造と地質構成の特徴から、エペ古生代卓状地とアフリカ卓状地の上部白亜紀と古第三紀の含燐灰土盆地内における層位・堆積相・構造地質的な燐灰土鈇層分布の規則性が確かめられる。

層位上の規則性

地中海燐灰土鈇床生成区の燐灰土層の層位上の位置は、エペ古生代のアフリカ卓状地北部の各地質構造の発展を反映している。上部白亜紀と古第三紀の特定段階に、海成燐灰土層の生成に適した条件が生れたわけである。現在、ソ連人を含む多くの地質学者の努力によって北アフリカと東地中海地方の上部白亜系と古第三系の層序に関する多くの研究が行なわれたおかげで、地中海燐灰土鈇床生成区の可採燐灰土鈇層と密接な関係を有する一連の動物化石によって裏づけされた含燐灰土層準の区分が可能となった。それらの含燐灰土層準は、上部白亜系のシャンパーニュ統およびマーストリヒト統、古第三系の暁新統と下部始新統の地質断面中に位置している。その層準の厚さは3-5mから40mの範囲にある。シ

ャンパーニュ階, マーストリヒト階, 暁新世, 下部始新世の各含燐灰土層準は地中海燐灰土鉱床生成区範囲内における新鉱床探査に大きな展望を与えている。たとえば, 比較的最近になって発見されたスペイン領サハラ地方の鉱量約16億tを有する大型燐灰土鉱床(「DESCUBRIMIENTO…」, 1967)の場合は, それを証明している。

この地中海燐灰土鉱床生成区と各含燐灰土盆地内において, シャンパーニュ階, マーストリヒト階, 暁新世, 下部始新世の可採燐灰土鉱層がいろいろな空間配列をすることを強調しておく必要がある。モロッコ含燐灰土盆地では, 可採燐灰土賦存部分が南から北へ, マーストリヒト統から下部始新統(を含めて)まで移り変わっている。その際, もっとも厚い高品位燐灰土鉱層は下部始新統(イーブル階)に胚胎されている。アルジェリア-チュニジア含燐灰土盆地では, 暁新統上部(サネット階)と下部始新統下部(イーブル階)を一括した1層準と燐灰土鉱床が結びついているだけである。さらにその東方, すなわち, エジプト含燐灰土盆地では, 可採燐灰土賦存部分はシャンパーニュ階上部とマーストリヒト階下部に胚胎されている。

東地中海含燐灰土盆地では, 燐灰土鉱床は上部シャンパーニュ階, マーストリヒト階, 下部始新世の地層に集中している。しかしながら, 多くの燐灰土露頭がサントン階から上部始新世(を含めて)までの地層まで広範に分布する。地中海燐灰土鉱床生成区の各含燐灰土盆地にみられる上部白亜系と古第三系の地質断面での可採燐灰土層賦存部のこのような変化は, 時間と空間における燐酸塩相の移動を招いた古地理的および構造地質的条件に原因するものと解される。

堆積相上の規則性

北アフリカおよび東地中海諸地域の鉱床にみられるすべての燐灰土鉱のおもな堆積相のタイプは粒状のものである(CAYEUX, 1935₁, 1935₂, 1935₃; VISSE, 1948₁, 1952; BENTON, 1953; SALVAN, 1960; SHELDON, 1964₁; YOUSSEF, 1965; FADLI, 1965; ATFEH, 1966 など)。地中海燐灰土鉱床生成区の燐灰土鉱が粒状タイプに属することは, N. S. SHATSKII (1955) が確証をあげて指摘している。コンクリーション燐灰土は, ごく限られた分布しか示さない。アルジェリア領, チュニジア領, エジプト領, シリア領内にそのコンクリーション燐灰土が知られているが, いずれも稼行価値はない。粒状タイプの燐灰土に従ってボーン燐灰土(born phosphorite)が産出するケースが多い。全体として, 北アフリカと東地中海地方の鉱床に発達している燐灰土は広大な拡がりの中で驚くほど均質であることを特徴としている。

粒状燐灰土は, 主として淡灰色ないし淡黄色の膠結度がさまざまな細粒状から粗粒状の構造を示す岩石で, 粗鬆なもの(phosphorite sand SALVAN, 1960)と緻密なものがある。緻密な粒状燐灰土は, 一般に, 膠結物として珪質物の含有品位が高いことを特徴とする。この珪質燐灰土は, 東地中海諸国の鉱床に多く発達する。粒状タイプの燐灰土の大部分は, 一般に P_2O_5 品位のすぐれた炭酸塩質のものである。その燐灰土を構成する燐酸塩成分は, 屈折率が1.612から1.627で粒径が0.05-2 mm, 多くは0.1-1 mmの潜晶質淡肉桂色燐酸塩からなる分級度の高い卵形の粒である。産出するその燐酸塩オーライト(oolite)は多層構造ははっきり現われている同心体であるが, 同心体構造があまりはっきりしない偽オーライト状生成体もみられる。それらの大きさは, 燐酸塩粒の大きさに一致する。燐灰土中の燐酸塩粒状物質の量は, 60-80%に達する。燐酸塩粒状物質中の混在物として, 脊椎動物の骨や歯の破片, 斧足類と有孔虫類の殻のデトリタス, 放散虫と珪藻の遺骸が常に存在する。まれには, 石英, ジルコン, 電気石, 金属鉱物, 粘土鉱物の円粒が賦存することもある。粘土鉱物は, ときに, 方解石およびアルミナ鉱物と密接に共生して燐灰土の膠結物となっていることがある。また, これらの燐灰土は, その中の U_3O_8 品位が高いことがあって, その場合には含ウランタイプに入れられる(U_3O_8 約0.01-0.02%, VISSE, 1954; SHELDON, 1964; FADLI, 1965 ほか)。

北アフリカと東地中海地方の各燐灰土鉱床の化学組成は, 第1表に掲げた通りである。

シリアおよびイスラエルの燐灰土の燐酸塩物質について行なわれたX線による研究の結果は, 次のような結晶格子恒数, すなわち, $a = 9.31 \pm 0.01 \text{ \AA}$ および $c = 6.88 \text{ \AA}$ であることを明らかにしている(WURZBURGER, 1967; ほか)。これとよく似たパラメータを備えているのは, モロッコ, アルジェリア,

チュニジア, エジプト, イラク, 南東トルコの燐灰土の燐酸塩物質である (VISSE, 1948₁; SHELDON, 1964₁; FADLI, 1965). 北アフリカと東地中海地方の燐灰土の燐酸塩は, 結晶格子パラメータ, 屈折率, F/P_2O_5 比 (第1表参照, 0.08-0.01に等しい) によると, フランコライト (francolite) に近い (BUSHINSKII, 1956).

北アフリカと東地中海地方の燐灰土分布の堆積岩石学的性質の法則性といえるのは, 上部白亜紀と古第三紀の特定岩層にそれが胚胎されていることである. 地中海燐灰土鉱床生成区内における燐灰土分布の堆積岩石学的な特徴について最初にもっとも整った情報をもたらしたのは, その含燐灰土層系と燐灰土鉱床の分類に関する N. S. SHATSKII の論文 (1955) である. 彼は, エピ古生代 (epipalaeozoic) 部分とアフリカ卓状地部分の幾つかの構造と含燐灰土層系との関係を指摘しながら, 北アフリカと東地中海地方の場合について含燐灰土陸源炭酸塩層系を群別した.

北アフリカと東地中海地方の含燐灰土盆地における上部白亜系と古第三系の新しいフォーメーション解析データは, N. S. SHATSKII の概念をさらに発達させるものとなっている.

それら含燐灰土盆地内の卓状地堆積被覆層は, 典型的な1つの白亜-古第三紀海退-海進堆積輪廻をあらわしている. この輪廻は, それ自体として, 垂直的に4列の含燐灰土層系を作っている. すなわち, 第1列が東地中海含燐灰土盆地, 第2列がエジプト含燐灰土盆地, 第3列がアルジェリア-チュニジア含燐灰土盆地, 第4列がモロッコ含燐灰土盆地と細分することができる (第3図). これら垂直的な列のそれぞれでは, アフリカ卓状地とエピ古生層部分の斜面北部の含燐灰土盆地の範囲でいうと, 胚胎位置のほか, 生成体の物質組成と不均質な堆積量・厚さ・生成期間に特色のある層 (フォーメーション) の共存そのものが大きな特徴となっている. 垂直断面中のすべての層 (formation) は, かなり鮮明な堆積層および生物層序上の接触面と燐灰土の胚胎程度によって区別されている.

以上に述べたすべての含燐灰土盆地では, 垂直的な4列の含燐灰土層系が粘土およびヌビア型砂岩からなる, ときにはピソライト状堆積鉄鉱層と共存する陸源層系に始まっている (エジプト, イスラエル, シリア). この層系は, 北アフリカと東地中海地方の卓状地の多湿平野部における風化殻の生成を伴った下部白亜-上部白亜紀の広域海退現象に起因するものである.

セノマン-チューロン期の大規模な海進の開始を証明する炭酸塩 (苦灰岩-石灰岩) 層系が随所に点々と存在し, それはさらに卓状地区縁部でいちじるしく沈入している. この海進は上部白亜紀から古第三紀まで続いた. 北アフリカおよび東地中海地方の内卓状地凹地と隆起斜面上の堆積作用盆地内における造陸性の比較的安定した構造条件と静穏な運動に相応する新たな海進輪廻とセノン階から上部始新世 (を含めて) にいたる含燐灰土層系の生成体とが密接に結びついている.

最古期の含燐灰土層系となっているのは, エジプト含燐灰土盆地と東地中海含燐灰土盆地のセノマン階のものである. エジプト, イスラエル, ヨルダン, 中部シリア, 南東トルコの各燐灰土鉱床がそうである.

含燐灰土層系の主要な共生メンバーは, 石灰岩—しばしば珪質石灰岩・泥質石灰岩・貝殻石灰岩—, 泥岩, チャート, 層状粒状燐灰土である.

泥灰岩, 苦灰岩, 砂岩, 礫岩, 大礫岩は二義的である. 組成からいえば, セノン階含燐灰土層系は陸源珪質-炭酸塩質タイプに入る.

柱状断面のさらに上位では, 地層は上部マーストリヒト階-下部始新世の新たな堆積コンプレックスに変わり, 白亜様の石灰岩と苦灰岩で構成されている. 副次的に泥岩も分布している. まれには, 低品位の粒状燐灰土, 海緑石石灰岩の薄層が賦存するが, 後者は燐灰土コンクレーションを含有している.

これと堆積岩石学的によく似た組成の石灰岩・苦灰岩層系がアルジェリア-チュニジア含燐灰土盆地とモロッコ含燐灰土盆地にも存在する. しかし, アルジェリア-チュニジア含燐灰土盆地では, 石灰岩と泥灰岩中に常に石膏層が一定して発達している. その層位部分の燐灰土は稼行にたえるものではない. モロッコ含燐灰土盆地では, 石灰岩および泥灰岩と稼行価値のある粒状燐灰土鉱層が密接な関係を有する (Benguerir 鉱床, Youssoufier 鉱床). さらにその層系を構成して, チャートの薄層とレンズ状層とが二義的に分布する.

珪質岩は, 次の下部始新世の層——チャート-石灰岩-泥灰岩層系 (モロッコ, アルジェリア, チュニ

第1表 北アフリカ・東地中海地域

成分	モロッコ	アルジェリア		チュニジア		エジプト		
	Hourigba	Mzaita	Kuif	Kalaa Jerda	Gafsa	El-Mahamid	Quseir	Safaga
P ₂ O ₅	34.8—35.1	28.2	27—32.9	29.4—29.7	27.1—32.2	19.48—28.96	30.6	31.05
CaO	51.4—52.6	48.3	47.1—52.3	47.9—50.9	45—48.6	34.26—43.96	49.33	48.74
CO ₂	2.5—3.57	9.75	4.1—8.6	6.5—8.8	4.3—4.6	3.5—16.4	6.5	4.11
MgO	0.4—0.76	1.38	0.5—1.1	0.5—0.75	0.6—1.2	0.18—0.85	1.27	0.35
Al ₂ O ₃	0.09—0.5	1.54	0.4—0.5	0.4—0.6	0.8—1.1	0.4—1.92	0.75	0.38
Fe ₂ O ₃	0.25—0.3	1.73	0.4—0.45	0.5—0.7	0.6—0.64	1.39—3.29	0.5	1.28
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	1.36—3.7	11.66	0.3—5.3	3.7—6.4	—	13.7—28.8	6.6	3.81
Na ₂ O	—	—	—	—	0.09—1.61	—	1.69	1.0
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.04
Cl	0.01—0.19	0.02	0.06—0.1	0.05	0.1—0.16	—	—	—
F	2.4—2.9	2.52	2.2—3.1	2.7—3.1	1—2.12	2.88	2.69	3.21
SO ₃	1.2—1.7	2.01	2—3.7	2.1—2.2	2.7—3.2	0.29—1.88	1.77	2.7
+H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
-H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
有機物	2.2—3.37	—	1.6—4	0.6—3.6	4.8—7.45	2.22	0.74	3.24
不溶残渣	—	—	—	—	—	21—23.0	—	—
灼熱減量	—	1.58	5.68	—	—	—	—	—

ジア) もしくはチャート-石灰岩層系 (東地中海地方) を構成して、大きな意味をもってくる。この層系と結びついて、モロッコ (Hourigba 鉱床), アルジェリア-チュニジア (Djebel Ank 鉱床, Gafsa 鉱床), シリア (Khbari 鉱床), イラク (Rutbah 鉱床) の各大型燐灰土鉱床が賦存する。

さらに、主として生物源石灰岩、しばしばヌムライト石灰岩と藻類石灰岩からなる中-上部始新世の石灰岩層系が上位に続いている。この層系の下部には、ところどころ海緑石石灰岩とコンクリーション燐灰土が分布する。それは、シリア、エジプト、アルジェリア-チュニジアで確認されている。まれには、泥灰岩、チャート、石膏、オーライト状鉄鉱、泥岩、マンガン-コンクリーションも賦存することがある。

これら石灰岩層系の共存現象の特色は北アフリカと東地中海地方の卓状地区のとくに漸新世に陸源石灰岩層系の形成を伴いながら促進された隆起条件下における前者の生成作用にみることができる。後者の陸源石灰岩層系の構成中には、燐灰土は認められない。

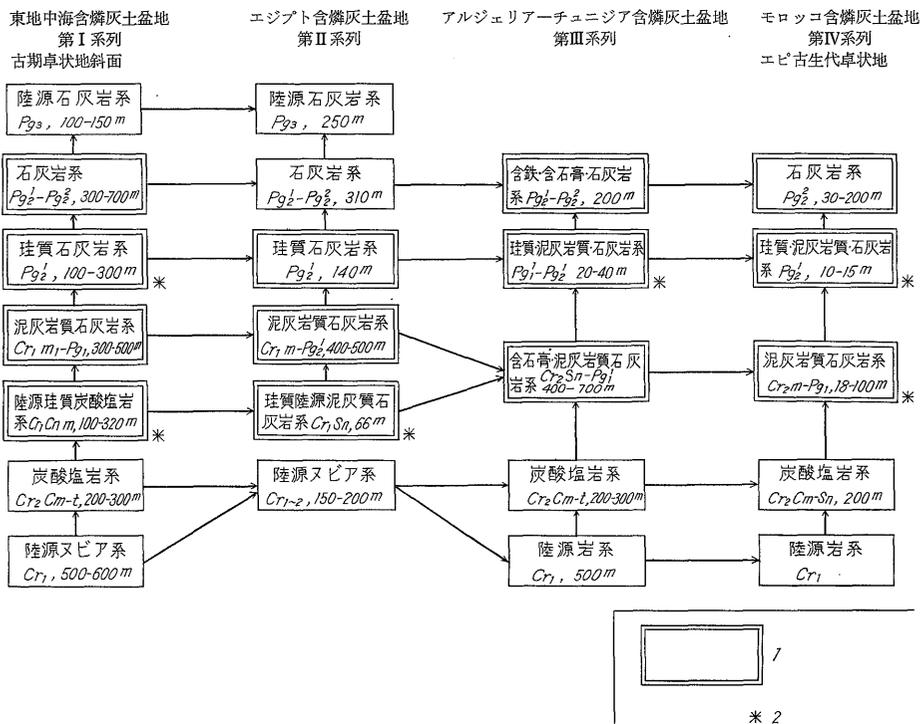
したがって、東地中海地方と北アフリカの燐灰土鉱床は、石灰岩、泥灰岩、珪質岩、泥岩がおもな地層構成要素となっているような比較的よく似た層系と関係をもっている。燐灰土は、これらの陸源の珪質岩と炭酸塩岩と共存した鉱層である。チャートと泥岩は、石灰岩に較べると、地中海燐灰土鉱床生成区の各含燐灰土盆地内に安定して発達しているわけではない。それが発達している場合、その珪質岩層が加わった層系と高品質の燐灰土とは、密接な共存関係にある、としなくてはならない (SALVAN, 1960; POKRYSHKIN ほか, 1968)。

構造地質上の規則性

上部白亜紀と古第三紀の含燐灰土層系の生成と分布およびそれに胚胎された燐灰土鉱床の生成と分布に対して重要な意味をもっているのは、卓状地構造の構造地質学的発展である。北アフリカのエビ古生代卓状地 (SHUBER ほか, 1967) とアフリカ卓状地の北斜面 (PONIKAROV, 1967) は上部白亜紀と古第三紀の時代に示差構造運動 (differential tectonic movement) を経た。この運動の結果、内卓状地沈降部と

の 燐 灰 土 の 化 学 組 成

イスラエル	ヨルダン	シ リ ア			イ ラ ク	
Oron	Ruseifa	Kneifis	東 方	Erkheim	Khbari	Rutbah
21.38—32.85	22—35.92	19.4—34.6	17.3—33.0	16—31.9	19—24.8	19.0
48.2—50.0	46.0	38.7—52.5	46.6—50.9	37—42.0	25.7—52.7	48.6
3.8—12.1	2.0	1.7—10.8	2.8—4.0	0.8—1.2	—	17.7
0.06—0.3	0.5	0.03—0.5	0.2—2.8	0.08—0.15	0.09—1.1	1.9
0.22—1.65	0.2	0.06—0.8	0.6—1.5	0.2—2.4	—	0.7
0.03—0.3	0.2	0.1—0.5	0.5—1.0	0.1—0.4	—	—
—	—	0.15—1.21	0.03—0.29	—	—	—
0.08—1.31	0.5—19.0	1.3—26.1	5.1—11.9	14.9—27.4	—	1.0
1.0—1.77	—	0.1—0.6	0.04—1.1	0.2—0.75	—	—
0.01—0.9	—	0.0—0.2	0.13—1.2	0.15—0.31	—	—
0.44—2.03	—	0.1	0.1	—	—	—
2.8—3.96	3.5	2.8—3.16	—	—	2.5	2.4
1.85—7.52	—	0.1—0.95	0.71—2.6	0.4—1.27	—	2.0
1.52—1.94	—	0.75—1.9	2.2—3.2	—	—	—
1.3—3.86	—	—	—	—	—	—
0.03—0.26	—	—	—	—	—	—
—	—	11.4—30.1	6.3—17.9	17.3—30.3	0.1—56.0	2.4
—	—	—	—	—	—	23.2



1—含燐灰土フォーメーション, 2—可採燐灰土鉱床を伴った含燐灰土フォーメーション
第3図 地中海燐灰土鉱床生成区におけるフォーメーションの相互関係

第2表 地中海燐灰土鉱床生成区燐灰土鉱床の構造地質的分類

卓状地	卓状地の主構造要素	鉱床の胚胎位置	鉱床内の転位の性質	含燐灰土フオーメーション	鉱床例
堆積被覆構造を継承した構造を備えたエビ古生代卓状地	内卓状地沈降(陸向斜)	向斜, 背斜翼部	緩斜(5-7°)から急斜(50°)のものまで多数の断層がある.	石灰岩-泥灰岩系と珪質-泥灰質石灰岩系	Meskala, Yousoffer, Ben-Gourier, Houribga (以上モロッコ) Djebel-Ank (アルジェリア) Gafsa (チュニジア)
	隆起斜面(陸背斜)	短軸背斜翼部	転位は微弱	珪質-泥灰岩質-石灰岩系	Mzaita, Kuif (以上アルジェリア) Kalaa Jerda (チュニジア)
アフリカ卓状地およびそのアラビア部分の各北斜面	アラビア-ヌビア山塊斜面	向斜構造および地溝向斜構造	緩傾斜の微弱な転位	珪質陸源炭酸塩岩系	El-Mahamid, Kuseif, Safaga (エジプト)
	内卓状地沈降部斜面(陸向斜)	向斜部および狭長雁行状背斜翼部	強弱さまざまな褶曲傾斜角 5-25° から 50-70°	陸源珪質炭酸塩岩系	Oron (イスラエル) Kneifis, 東方, Erkehim (以上シリア)
	隆起部斜面(陸背斜)	短軸背斜翼部	転位度微弱	珪質-石灰岩系	El-Hasa, Ruseifa (以上ヨルダン) Khbari (シリア) Rutbah (イラク)

隆起部が形成され、上部白亜紀と古第三紀の古堆積盆地はこれに属する。周知のように、卓状地上の含燐酸塩海水の浸入には内卓状地凹地ないし陸向斜が大きな役割を果たす (KAZAKOV, 1950)。現在のところ、撓下凹地や撓上隆起地のような卓状地構造の斜面に地中海燐灰土鉱床生成区の燐灰土鉱床は分布するものと考えられている (VISSE, 1952; SALVAN, 1960; ATFEH, 1966; NOTHOLT, 1967 ほか)。一連の研究者 (BENTOR, 1953; YOUSSEF, 1958) は、高品位・大型層状粒状燐灰土鉱床が小型向斜型共堆積構造 (more small consedimentational structure of synclinal type) に胚胎されたものという結論を出している。

地中海燐灰土鉱床生成区の現世の構造の中では、上部白亜紀と古第三紀の燐灰土鉱床は背斜構造の翼部および向斜構造の核部に分布している。地中海燐灰土鉱床生成区の燐灰土鉱床の胚胎構造に関する事実データおよびその鉱床と特定層系との密接な関係についての事実データは、当該燐灰土鉱床の構造地質的分類の基礎となる (第2表)。

燐灰土の生成条件について

以上に挙げた、北アフリカおよび東地中海地方の卓状地性盆地の地質構造と燐灰土鉱床分布の規則性に関する事実資料は、次のような燐灰土の生成条件についての推論を可能にしている。

すなわち、地中海燐灰土鉱床生成区の含燐灰土層の組成と構造の特徴、および、モロッコ、アルジェリア-チュニジア、エジプト、東地中海の各含燐灰土盆地を埋めた地層系列は、上部白亜紀および古第三紀における燐灰土の生成が乾燥気候条件下で行なわれたことをはっきり物語っている (SHATSKII, 1955; STRAKHOV, 1962; SHELDON, 1964)。周知のように、この燐灰土生成期は大型盆地が主として卓状地の一部をなしているときである (KRASIL'NIKOVA, 1967)。アフリカ卓状地斜面のエビ古生層北部における地質発達の一方向性 (次第に沈降して、隣接する地向斜撓下部の側から縁海が海進する) は、好適なような乾燥気候帯に厚い燐灰土層の堆積をもたらした。その海水盆は、燐酸塩の堆積場所では、平坦もしくは凹凸のある海底面を備え、水深が浅かった。この海水盆部分の水深が浅かったことを証明するのは、燐酸塩相が沿岸相当部に分布すること (VISSE, 1952)、それが陸成相に直接移り変わる (SAID, 1965)、かき殻石灰岩や砂岩・礫岩・泥岩部層が存在することである。

各種化石動物 (爬虫類, 魚類, 有孔虫類, 珪藻類, 放射虫類, 軟体動物) の一般的性質、燐灰土の組織・構造の特徴、再水食底質層の存在、共堆積構造 (consedimentation structure) の存在は、普通の含塩度の海水を主とする浅い海水盆が燐灰土集積作用の媒体であったことを示している。そして、燐灰土鉱層の形成に重要な役割を果たしたのが燐酸塩、炭酸塩、珪質、泥質各堆積物に対する海底水食作用の

繰り返してある (VISSE, 1952; YOUSSEF, 1965). すなわち、海峡状海水盆の斜面上における原因の多様な海水の流れの影響を受けて生ずる水食作用の結果、底質から細かな泥質物が運び出され、粒状燐酸塩物質および生物起源物質が濃集したわけである。

地中海燐灰土鉱床生成区の場合の古地理的および古構造地質的燐灰土生成条件が同じようなものであるとしても、各鉱床の燐の起源やその一次沈殿様式は多くの点で不明なままとなっている。

この点について A. I. SMIRNOV (1964) が一歩前進させ、北アフリカと東地中海地方の含燐灰土盆地の粒状燐灰土を含めて、各種タイプの燐灰土が生成する際の燐酸塩の沈殿の原因について推論し、海水盆中における燐酸塩の化学的沈殿作用が燐酸塩で飽和され、あるいは飽和に近い水と、燐酸塩物質の構成に加わる Ca^{2+} イオン、 PO_4^{3-} イオン、または OH^{-} イオンの濃度が高い水—沈殿剤—との混合によって進む。地中海燐灰土鉱床生成区におけるあまり長くない地質時代の間（セノン期—始新世）に並はずれた規模の燐灰土層が生成したことは、多くの好適な要因が重なり合ったためと解される。その要因となるのは、静穏な構造地質条件、卓状地区内における内卓状地沈降部と隆起部の存在、海棲生物の豊かさとその燐の起源の一つおよび生物化学的沈殿の要素としての役割、卓状地陸棚に広く広がった浅い縁海と地向斜区の深海とが隣接すること、である。

これらの要因は若い縁古生代部分の古期アフリカ卓状地の堆積盆地に特有のもので、それを明白に証明しているのが地中海燐灰土鉱床生成区の上白亜紀および古第三紀燐灰土鉱床の地質学的分布規則性の類似性であり、粒状タイプに入る燐灰土の驚くほどの類似性である。この鉱床生成区の燐灰土鉱床は北アフリカと東地中海地方部分の活動的な卓状地区に形成された。その組成と構造によると、粒状燐灰土の鉱床は、典型的な卓状地性燐灰土（コンクリーション燐灰土）と世界の他の含燐灰土盆地にみられる地向斜性燐灰土（層状燐灰土）との中間的位置を占める。粒状燐灰土を特徴づけているのは、縁卓状地区における特定の組織構造特性であり、地質的な鉱床分布の規則性である。

文 献

- BUSHINSKII G. I. (1956): カルシウム燐酸塩の燐酸塩類; 「肥料鉱石地質学の諸問題」, ソ連科学アカデミー出版所 (露文).
- KAZAKOV A. V. (1950): 構造地質と燐灰土鉱床生成作用; *Izv. AN USSR. ser. geol.*, No. 5 (露文)
- KRASIL'NIKOVA N. A. (1967): 燐灰土の成因と燐灰土生成作用の進化; 「Litologiya i poleznye iskopaemye」, No. 5 (露文).
- KOZLOV V. V., PONIKAROV V. P., RAZVALYAEV A. V., SULIDI-KONDRAT'EV Ye. D., FARADZHEV V. A. (1965): シリアの白亜系; *BMOIP, part geol.*, No. 3 (露文).
- KRASHENINNIKOV V. A., PONIKAROV V. P., RAZVALYAEV A. V. (1964): 古第三紀におけるシリアの地質の発達; *BMOIP, part geol.*, No. 5 (露文).
- IL'YASHENKO V. Ya. (1967): 中央アジア中部の古第三系の燐灰土; 「Litologiya i poleznye iskopaemye」, No. 6 (露文).
- MURATOV M. V. (1967): 地向斜褶曲帯・系. その発達段階とマグマ作用; *Izv. AN USSR, ser. geol.*, No. 10 (露文).
- ORLOVA Ye. V. (1951): 外国の含燐灰土盆地; 「外国の鉱物資源」, 第19集 (露文).
- POKRYSHKIN V. I., KOZLOV V. V., SULIDI-KONDRAT'EV Ye. D. (1968): 卓状地縁辺部の含燐灰土層系; 「地質層系学会資料」 (露文).
- PONIKAROV V. P., SULIDI-KONDRAT'EV Ye. D., KOZLOV V. V., KAZ'MIN V. P. (1964): アラビア卓状地北部の構造地質; 「sov. geologiya」, No. 1 (露文).
- PONIKAROV V. P. (1967): アラビア卓状地北部と縁辺褶曲帯の構造地質と地質発達史; 「学位論文要旨」, モスクワ (露文).
- SAID R. (1965): エジプトの地質; ミール出版所 (露文).
- SMIRNOV A. I. (1964): 各種タイプの海成燐灰土生成作用の特徴; 「Litologia i poleznye iskopaemye」, No. 5 (露文).

- myye], No. 5 (露文).
- STRAKHOV N. M. (1962): 堆積岩成因論の基礎; 第2・3部, ソ連アカデミー出版所 (露文).
- FADLI I. D. (1965): イラク国ルトバ地区含ウラン燐灰土の地質学的特徴, 地質組成, 成因; 「博士候補論文要旨」, モスクワ (露文).
- CHOUBERT G., FAURE-MURET A. (1964): 北西アフリカ; 「大陸構造地質図」, モスクワ (露文).
- SHATSKII N. S. (1955): 含燐灰土フォーメーションと燐灰土鉱床の分類; 「堆積岩学会報告集」, 第2集, ソ連科学アカデミー出版所 (露文).
- ARAMBOURG C. (1952): Les vertabres fossiles des Gisements de phosphates (Maroc—Algeries—Tunisie): Notes mem., N 92, Paris.
- ARAMBOURG C., DUBERTET L., S.NGEUD S et SORNAY J. (1959): Contributions a la stratigraphie et a la paleontologie des Crétacé et du Nummulitique, de la peninsula Arabique; Notes et mem. Moyen-Orient., t. VII.
- ARGALL G. O. (1968): Ben Guirir; World mining, May Afteh M. S. (1966): Phosphatic deposits in Syria and Safaga district; Egypt, Econ. Leol., v. 61, N 6.
- BEADNELL H. (1901): Dakhla oasis its topography and geology Egypt; Survey Der., Cairo, 107.
- BENTOR J. K. (1952, 1953): Relations entre la tectonique et les dépôts de phosphates dans le gres; Congr. geol. int. 19 sess. Alger, 1952, Fasc. 2, ect., 1953.
- BLANCKENHORN M. (1903): Uber das vorkommen von phosphates Asphalkak, Asphalt und Petroleum in Palestina und Aegypten; Aeitsch. f. prakt. Geol., Berlin, Bd. XI
- BURDON D. J. (1959): Handbook of the geology of Jordan.
- CAYEUD L. (1935): Lithologie, Constitution des Phosphates senoniens de Syrie: C. r. Acad. Sci., Paris, t. 200, N 19.
- CAYEUD L. (1935₂): Constitution des phosphates senoniens de Pallestine et de Transjordanie: C. r. Acad. sci., Paris, t. 200, N 23.
- CAYEUD L. (1935₃): Constitution des phosphates senoniens d'Egypte: C. r. Acad. sci., Paris, t. 200, N 23.
- DALLON. D. (1939): Geologue Appliques de l'Algerie: Masson C. Edit. Libr. de l'Acad. de Medic., Paris.
- Descubrimiento, cubicacion y evaluacion del yacimiento de fosfato de Bu-Craa (resumen): Empr. Nac. Min. del Sahara, S. A. Madrid, 1967.
- KUN D. (1965): The mineral resources of Africa: Amsterdam, London, New-York.
- LARTET L. (1869): Essai sur la geologie de la Palestine et des contrées avoisinantes que l'Egypte et l'Arabie comprenant les observations recueillies dans les cours de l'expédition du dus de Lumpes a la Mer Morte: These F. Sci. Univ., Paris, N 316.
- NICOLINI P. (1967): Remarques comparatives sur quelques elements sedimentologiques et paleogeographiques lies aux gisements de fer oolithiques du Djebel Ank (Tunisie) et ae Lorraine (France): Mining. depos. 2, N 2.
- NOTHOLG A. (1967): Phosphate exploration techniques: Ec. Com. for Asia and Far East, Bangkok, Thailand Phosphorus and Potassium: N 23, 1966.
- RITTMANN A., MACUW W. (1955): On the origin of Egyptian phosphate deposits: Bull. Fac-Engng. Cairo Univ., 2.
- SAINT-GUILHEM K. (1960): Les gisements des phosphates de chaux dans le monde: Not. marocaines, Rabat, N 14.
- SALVAN H. (1952): Phosphates: Chapter 14 in 「Geologique des Gites mineraux Marocaine」. Notes et mem. Serv. Mines et Carte geol. Maroc, N 87.

- SALVAN H. (1959): Le probleme de la phosphatogenise et son evolution: Mines et geol., Rabat, N 6.
- SALVAN H. (1960): Les phosphates de chaux sedimentaire du Maroc: Not. Marocaines, Rabat, N 14.
- SHELDON R. P. (1964): Exploration for phosphorite in Turkey: Econ. Geol., v. 59, N 6.
- SHELDON R. P. (1964₂): Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite: U. S. Geol. Surv. Prof., p. 501-C.
- THOMAS P. (1887): Sur la decouverte de nouveaux gisements de phosphate de chaux en Tunisie: C. r. Acad. Sci., Paris, C. IV.
- THOMAS P. (1888): Sur les gisements de phosphate de chaux de l'Algerie: C. r. Acad. sci., Paris, C. VI.
- VISSE L. (1948): Contribution a l'etude petrographique des phosphates Marocaines: Bull. Soc. geol. France, 5 ser., t. 18, N 8-9.
- VISSE L. (1948₂): Sur la presence d'une seule couche phosphates au Gisement du Djebel Onk Algerie: Bull. Soc. geol. France, 5 ser., t. 18, N 8-9.
- VISSE L. (1952): Genese des gites phosphate du Sud-Est Algero-Tunisien: 19 sess. Congr. Geol. Inter., Algiers, Monog. Region., ser. I, N 27.
- VISSE L. (1953): Les facies phosphates: R. Inst. franc. petrole, v. VIII.
- VISSE L. (1954): Constation sur la radioactivite des phosphates africains: C. r. Acad. sci. Paris, 239, N 7.
- WURZBURGER U. S. (1967): A survey of phosphate deposits in Israel: St. of Israel Min. of Drv., Geol. of Israel. Ierusalem.
- YOUSSEF M. J. (1957): Upper cretaceous rocks in Kosseir area: Bull. Inst. desert. Egypte, 7 (2).
- YOUSSEF M. J. (1958): Association of phosphates with synclines and its bearing on prospecting for is Sinai: Egypt J. Geol., 2, N 2.
- YOUSSEF M. J. (1965): Genesis of bedded phosphates; Econ Geol., v. 60.