

# 堆積岩の研究方法

①

## 訳者まえがき

従来から欧米の堆積学に関する論文・教科書に接する機会是非常に多い。しかしソ連邦の堆積学はわが国にはほとんど紹介されていないのが現状である。ソ連邦ではこの10年以内にソ連邦アカデミー会員 N. M. ストラーフ博士が中心となって「堆積岩成因論」の理論化・体系化が活発に行なわれつつあるように思われる。すなわち 1957年にここに紹介する「堆積岩の研究方法」が堆積学に関するまとまった成書としてまず刊行され 1962年には 3巻からなる「堆積岩形成作用の基礎的理論」がさらにひき続いて1963年には「堆積岩形成作用のタイプとその地史における進化」が出版された。後二者はN. M. ストラーフ博士の執筆によるものであり前1者についても同博士が主導的役割りを果たしている。

これらを通覧すると「ソ連の」といっては適確であるかどうかかわからないが少なくとも「ストラーフの」堆積学理論には一つの特徴が感じとられる。それはその堆積学が堆積性の金属・非金属諸鉱床の探査・開発に密接に関連して発展したこと全体を通じて堆積盆および集水域の造構的条件が重視されていることまた地球化学的側面からのアプローチが重視されなかにはむしろ堆積岩地球化学そのものであるというような部分も多くみられること過去と現世との比較相論的取り扱いが可能なかぎり行なわれていることなどである。いっぽうネがタイプな面としては——これはストラーフ自身でのべていることであるが——とくに火山性堆積作用のあつかいが十分には行なわれていないことが指摘されるのである。

さて「堆積岩の研究方法」——原題名 *Методы изучения осадочных пород (Method of study of sedimentary rocks)*——は 1957年にモスクワで発行された2分冊刷り合計約960ページ 図版39枚の大著である。「序文」によれば堆積岩の初歩的研究者を対象として近代的な堆積岩の研究方法を総合的に解説したもので 1954年に刊行が企画された。40人以上の研究者が執筆に参加し堆積岩に関するあらゆる問題が包括されるように立案されたものである。内容は6部から構成され各部はいくつかの章・節から構成されている。これらは N. M. ストラーフ博士を責任編集者としほかに

N. M. ストラーフ 責任編集  
平山次郎・水野篤行 訳

4名から構成される編集委員会の手によって編集された。

編集委員会のメンバー N. M. ストラーフ G. I. プシンスキー L. V. プスタパーロフ A. V. ハバコフ I. V. フパローバ

後に紹介する目次からもわかるように内容的には野外・室内での堆積岩のあつかい方・化学分析法・データのまとめ方など研究技術の解説が中心となっているが同時にそれらの個々の技術が基礎となって体系づけられた1962 1963年刊行の堆積理論の書の内容が諸所にほのめかされている。とくに最初の「序論——堆積岩の生成段階とその研究課題について」は堆積理論に関する2書への序説あるいは要約ともいえるような性格をおびている。〔これらのうち1963年刊行の「堆積岩形成作用のタイプとその地史における進化」(原題名 *Типы литогенеза и их эволюция в истории земли*) については現在筆者らおよび市川輝夫・盛谷智之両氏の手でほん訳が進行中であり「堆積岩成因論」の題名で訳書の出版を予定している〕

本書が出版されてからすでに9年が経過している。その間技術的方法のあるものとともに機器使用のものについては大きな進歩が当然予想される。またストラーフ博士自身の考え方に関してもその後出版されたものをみると多少変わったところがあるように思われる。しかしながらソ連邦の堆積学がわが国にはまだまだあまり紹介されていないこと日本では残念ながら堆積学理論および技術的方法に関する総合的成書がまだないことなどからこの書の紹介を思い立った次第である。わが国では昨年地質学研究連絡委員会のもとに表層地質研究委員会が発足した。そして現在「堆積学研究所」の設立が検討・論議されているところである。また最近では庄司力偉博士によって堆積学の最近の動向が詳しく紹介されさらにその体系化への努力がなされている(庄司力偉: 堆積学の最近の進歩 *地学雑誌* v. 75 no. 1—2 1866)。とくにこのような時期にあたってこの書の紹介がわが国における堆積学に関する議論にいささかでも役に立つところがあれば訳者として非常に幸いである。

ほん訳にあたっては 1,000 ページ近くにおよぶほう

大な内容を全部あつかうことは種々の面で不可能なのでやむを得ず 今後 本誌上にとくに興味深い章または節ごとに順序不同で連載紹介して行きたい。もし読者でほん訳の対象についてとくに希望される場合にはほん訳者または編集部に連絡していただければ できる限り要望に応ずるつもりである。

本号では「序論」のうちの1・2両節を紹介し 次号では「序論」の残りの部分と第1部第2章のうちの第1節(堆積岩の色とそれを決定する要因)を紹介する予定である。さらに次々号では第3部 第9章(堆積岩の化学的研究)を紹介したいと考えている。

## おもな目次

### 第1分冊 (図版24枚)

序論 堆積岩の生成段階とその研究課題について  
N. M. ストラーフ

### 第1部 堆積岩と堆積性有用鉱物の野外観察

第1章 堆積岩の断面の一般的観察 (T. N. ベリスカヤ V. N. ドミニコフスキー G. F. クラシエニンニコフ I. V. フパローバ V. S. ヤブローカフ)

第2章 岩石の色と物質組成および岩石の風化の野外観察 (G. I. プシンスキー V. I. ダンチュフ L. V. プスタバーロフ V. D. シュートフ)

堆積岩の色 碎屑源鉱物 自生鉱物の観察方法のほか風化の観察方法についてのべている

第3章 堆積岩の構造と組織の野外観察 (L. N. ボトビンキナ L. V. ルーキン I. V. フパローバ)

層理 斜層理 生痕 澱痕 底痕 スランプ構造などについてのべている

第4章 化石の観察 (R. F. ヘッケル A. I. オシポバ) 化石群集と岩相型との関係 古地理上への応用の問題についてのべている

第5章 団塊の観察 (Z. V. チモフェーエフ)

第6章 野外における層相解析の諸要素 (L. N. ボトビンキナ)

### 第2部 堆積岩の鉱物-岩石学的室内研究方法

序論 鉱物-岩石学的室内研究の一般図式 (N. M. ストラーフ A. G. カソフスカヤ V. D. シュートフ)

第1章 堆積岩と化石の鉱物組成の顕微鏡観察 (V. V. カリネンコ A. G. カソフスカヤ N. V. ログビネンコ V. D. シュートフ I. V. フパローバ)

A おもな碎屑鉱物とそれらの薄片中における諸特徴

B おもな自生鉱物とそれらの薄片中における諸特徴

C 堆積岩中の有機物の決定

第2章 薄片および研磨片中における堆積岩の構造と組織の研究 (A. G. カレダ A. G. カソフスカヤ I. V. フパローバ V. D. シュートフ)

第3章 顕微鏡観察にもとづく堆積岩の生成段階解析の諸要素 (A. G. カソフスカヤ V. D. シュートフ I. V. フパローバ)

とくに鉱物の共生関係 台地地域の炭酸塩岩 地

向斜地域の碎屑岩類の生成過程についてのべている

第4章 堆積岩の若干の物性の室内研究 (P. P. アブドゥーシン V. I. ダンチュフ B. V. ザレスキー O. N. カロートコバ M. A. ツベツコバ)

色 密度 比重 孔隙率 浸透率 可塑性についてのべている

第5章 未固結および弱膠結堆積岩の粒度分析 (L. V. ルーキン)

いわゆる粒度分析法の解説

第6章 砂 シルトサイズの粒子中における鉱物の研究 (N. V. ログビネンコ)

重液分離 磁力分離 電磁分離 水鏡法および分離された鉱物の鑑定法をのべている。

第7章 微粒鉱物の研究の原理 (S. I. ベールヒン N. E. ビクローバ B. B. スビャーギン Tz. M. ライトブルト M. A. ラチュエフ M. A. シャコーバ)

1 $\mu$ 以下のサイズの粒子の研究法の解説 電子顕微鏡 X線廻折 化学分析などについてのべている

第8章 熱的解析による堆積岩中の鉱物の判定と定量 (A. I. ツペートコフ)

示差熱分析などによる研究法の解説

第9章 資料の統計的処理に関する基礎的概念 (L. B. ルーキン)

### 第2分冊 (図版15枚)

### 第3部 堆積岩の化学的研究

第1章 堆積岩の化学的研究課題とその合理的分析の原理 (E. S. ザルマンゾン N. M. ストラーフ)

第2章 炭酸塩質岩の化学分析 (E. S. ザルマンゾン)

第3章 若干の元素の形態の決定と粘土のコロイド部の分析 (E. S. ザルマンゾン)

第4章 微量元素の決定方法 (E. S. ザルマンゾン)

第5章 岩石中の重金属のボーラログラフ分析 (D. P. マリューガ)

第6章 分光分析 (S. M. カトチュエンコ)

第7章 堆積岩中の pH Eh 決定方法 (L. V. プスタバーロフ E. I. ソコロバ)

第8章 堆積岩中に分散する有機物の研究 (K. F. ロジオノフ)

第9章 成因論および対比論を目的とした堆積岩の化学的研究 (N. M. ストラーフ)

古水盆の塩分濃度 pH Eh 条件の決定法 それらの古地理的意義 地球化学相などの問題についてふれている

### 第4部 堆積岩と堆積性有用鉱物の岩相学的特性

第1章 碎屑岩と粘土質岩の分類 (M. A. ラチュエーフ L. B. ルーキン S. G. サルキシャン)

第2章 鉄 マンガン アルミニウム リン 銅の堆積性濃集体の研究の特性 (A. G. ビエチュフチン Yu. K. ガレツキー G. I. プシンスキー I. P. ノボハツキー D. G. サボジュニコフ)

第3章 石炭と可燃性頁岩の研究の特性

第4章 ハロゲン岩の研究の特性 (A. A. イワノフ)

第5章 炭酸塩岩の研究の特性 (I. V. フパローバ)

## 第6章 珪質岩の研究の特性 (G. I. テオドロビッチ)

## 第5部 堆積岩および堆積性有用鉱物の層相成因解析をおこなう際の自然環境の地球化学的鉱物学的古生物学的構造組織学的特徴

- 第1章 風化殻とその識別上の特徴 層相解析における風化殻の意義 (I. I. ギンスブルグ)
- 第2章 斜面堆積物 山麓堆積物 沖積堆積物 三角州堆積物の特徴 (G. I. プシンスキー A. P. ヘオヒローバ)
- 第3章 古水盆の基本的な自然地理学的タイプとそれらを識別する上での特徴 (N. M. ストラーフ)
- 第4章 古海水盆中の自然地理学的環境復元の詳細 (N. M. ストラーフ)
- 第5章 集水地域の自然環境の特性の水盆内堆積物中への反映 (N. M. ストラーフ)
- 第6章 風成砂質堆積物とその判定上の手がかり (A. V. シドレンコ)
- 第7章 氷河堆積物 (A. I. モスクビチン)

## 第6部 岩石—鉱物学および地球化学的指標による層序対比

- 第1章 鉱物による断面对比例 (S. G. サルキシャン)
- 第2章 分光分析による化学元素を利用した地層対比 (S. M. カトチェンコフ)
- 第3章 団塊による断面对比 A. V. マケドノフ
- 第4章 層相—サイクル法堆積岩断面对比(炭灰層を例にして)

## 序論 堆積岩の生成段階とその研究課題について

N. M. ストラーフ

## 1 概 説

堆積岩の形成は非常に長期にわたる複雑な過程である。かなり以前からそのなかに多少とも明確な段階を区分しようというこころみがなされてきた。しかしながら現在に至るまで これらの段階とそれらに特有な過程の本質について 堆積岩学者の間に十分な統一の見解が得られていないために この領域の述語にあいまい性が生じてきている。ここでのこころみは 種々の堆積岩の生成段階に対応した諸現象の本質を具体的に説明しその述語の正確化をしようということである。

堆積岩の形成段階は現在のところ5つに区別することができる。

第1の段階は 地表における底質の生成作用でありそれは岩圏中に以前から存在する鉱物性物質のあらい出し(風化)と運搬 沈殿によって生ずる。この段階を沈積作用(sedimentogenesis)とよぶことが提唱されている(ストラーフ 1953)。この過程の結果 未凝固の大量の水をふくんだ堆積物——堆積岩生成のための初原物質をなす底質——が生ずる。

底質は長期にわたって累積し 漸次圧密をうけて鉱物学的に変化し 新しい特徴を具えた構造を生じて堆積岩に変わって行く。底質が岩石にかわるこの段階を底質の続成作用(diagenesis)とよぶ。

岩石はその後その生成地域が沈降をつづけることによって多少とも著しい深さまで埋没し そこで新しい環境条件に適応して一連の新しい特徴を具えた鉱物組成 構造 組織を獲得して石化(lithification)する。この段階を L. V. プスタパーロフと M. S. シュベーツォフにしたがって堆積岩の後生作用(epigenesis)とよぶことにする。N. B. ワソエービッチはこの段階を catagenesis とよんでいるがこの語は後生作用という用語とくらべてとくにすぐれた点をもっていないので 前から提唱されている語を用いることにする。

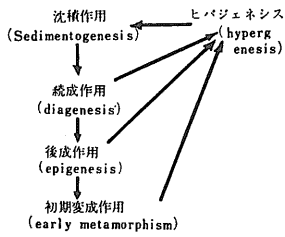
さらに著しい沈降をうけ しかも著しい褶曲 転移をうけると 岩石の初成的鉱物組成 組織 構造が破壊されて 新しい高温高压条件に適応したそれらによって置換されはじめる。このような段階を堆積岩の初期変成作用(early metamorphism)とよぶのが合理的である。堆積岩はこの段階が終了する以前からすでに 本来の堆積岩であることをやめて変成岩に転化する。

堆積岩は続成作用にはじまる任意の発展段階において地殻運動によって地表にはこび出される。そこで風化や破壊をうけはじめるのである。このような地表における破壊段階を風化あるいは hypergenesis とよぶ。

N. B. ワソエービッチ(1952)と L. B. ルーキン(1953)は沈積作用と続成作用とのほかに その両者の間に中間段階として syngeneses の段階を区別している。この段階では底質の媒質はまだ底層水と同質であって その間には密接な相互関係が存在している。しかしながらこのような特徴をそなえた syngeneses の段階は堆積物の歴史のなかには存在せず したがってその区分は余分である(ストラーフ 1956)。なぜならば堆積盆地に堆積物の安定な薄層が生成されると 直ちに沈積作用は続成作用におきかえられるのである。

L. B. ルーキンはさらに regressive epigenesis の段階をも区分した。これは地殻の深部にある岩石がより浅部に移行しているがまだ風化段階には達していない段階をさしている。しかしながら そのような場合に生ずる過程の本質については 今のところまだ誰も記載していない。すなわち その段階の区分は原理的には可能であっても 実際には今のところみとめられていないのである。したがってその区分は時期早尚である。

このように 堆積岩の歴史は39頁左上掲載の図式をもつて表現することができるのである。



これからあと 地表風化  
における堆積岩の破壊作用  
には一応ふれずにおき(第  
2章参照) 沈積作用には  
じまる堆積岩の4つの発展  
段階の特徴を簡単にのべる  
ことにする。

## 2 沈積作用のタイプとその特性について

沈積作用 (sedimentogenesis あるいは底質生成作用) という用語でもって 前述のように 地表で進行し 既存の岩圏中の固形鉱物物質のあらい出しによる新しい堆積物の発生を生ずる一連の現象全体があらわされる。

沈積作用の初期要素は堆積物質のあらい出しと運搬であり 最終要素は移動してきた物質の地表の任意の場所での沈殿と固定である。 後者は多少水をふくんだ未凝固の底質の生成である。

周知のように 堆積過程はそれが進行する自然地理的環境条件によってその様式を異にする。 広域にわたる場合にはそれらの変化の幅が大きいために **沈積作用のタイプ**についてのべる必要が生ずる(ストラーホフ 1956b)。 著者の考えではこれらのタイプには4つがある。 すなわち 氷河気候型 湿潤気候型 乾燥気候型 火山型である。 これらのタイプはそれぞれ堆積物質の起原 運搬 沈殿様式や生ずる底質(岩石)の組合せ 構造組織 物質組成 元素(鉱石)の高濃集 分散性濃集の分布 堆積層構成の性質のほか堆積速度を異にしている。

1) 氷河気候型沈積過程というのは厚い氷帽(あるいは万年雪)におおわれた大陸地域での沈積作用である。

周知のように現在もっとも氷河作用が著しい地域は南極と北極である。 地球上のほかの地域では氷河は非常に小さな面積しか示しておらず 山岳の頂上部に分布するにすぎない。

過去に大陸性氷河作用をうけた地域の例としては 第四紀では北米 ヨーロッパ アジアなどの広大な地域があり 古生代後期には南アフリカ インドスタン オーストラリア 南米南東部などがあげられる。 山岳型の氷河作用は明らかに地史の全期間を通じて存在していたが そのような山岳は破壊を受けて保存されていないために 氷河作用の痕跡もまた地球の歴史過程のなかでは消失している。 氷河型の沈積過程の主要な特徴を規制する基本的要素は それらが生じている地域の年平均気温が近いということである。 堆積物質の起原は複雑である。

物質を供給するのは まず 氷(あるいは雪)におお

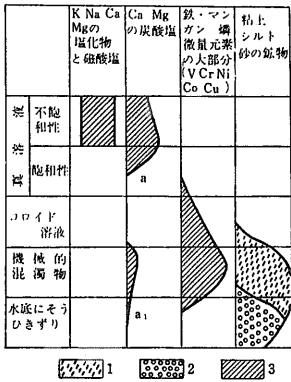
われていない崖の機械的風化(寒さ)である。 氷河そのものは ゆっくりと前進する過程で 氷底から突出した部分をはぎとって そのかけらを一緒に運んで行く。 永河地域に火山が存在する場合には 火山から放出された灰や粗粒な物質が氷河のなかに落ちて 氷河固有の碎屑物とまじりあって 氷河沈積作用の補助的役割を果すことになる。 堆積物質のこのような可動化の手段にはいくつかのちがいがあがるが いずれにせよその可動化はすべて機械的なものである。 すなわち 機械的風化 機械的削剝 機械的に粉碎された火山灰粒子の機械的搬出などである。 物質のより複雑な-化学的あるいは生物学的-可動化は沈積地域が低温であるために完全に抑制されている。 たとえ化学的あるいは生物学的な可動化がおきたにしても 氷河型沈積作用の堆積物質の形成には事実上大きな役割を果すことがないのである。

氷河にとりこまれた物質の運搬は独特なものであり 大ていの場合高所から低所へとゆっくり流れる氷そのものによってなされる。 氷底河をつくる液状の水は副次的な意義しかもたず 氷河によって運搬される堆積物質のなかの一部だけが水中に補足されるにすぎない。 氷が運搬労力として卓越していることによって 堆積物質の機械的な加工が著しく条件づけられているとともに いっぽうでは明瞭な機械的淘汰や機械的分離の欠如が条件づけられている。 これは氷河型堆積過程のもっとも顕著な性質の特徴をなすものである。

氷河堆積物の岩石型は非常に特徴的なものである。

すなわち全く不淘汰である。 したがってふつうの岩石記載上の述語は条件的にしかそこに適用できない。 それは主として氷堆石——巨礫質粘土 砂礫質土壌——からなっている。 巨礫岩そのものあるいは礫質砂はごく少ない。 明瞭な層理をもつ堆積物が欠けていることも特徴の一つである。 氷河の縁辺に時折生ずる氷河縁辺湖のなかには上記とは全く異なる岩石型の堆積物 すなわち砂 シルト 粘土が形成される。 これらには一般に季節的な縞状層理が生ずる。 沼沢地に発達する泥炭は後には石炭に変化する。 川底にそって流れる谷水によって砂質堆積物の帯が形成される。 しかしながら この川水による堆積物は別の型の沈積過程 すなわち湿潤型沈積作用に属するものである。 このような沈積過程は氷河の縁辺部で夾義の氷河型沈積過程と密接に関連しあうと同時に そこではいくつかの局地的特徴がみられるものである。

2) 湿潤気候型沈積作用という名称のもとに 著者は 湿潤帯の海 湖 集水地域——谷斜面(斜面堆積物)河



第1図  
堆積物のおもな成分の  
河川中での運搬形態  
1 粘土鉱物  
2 砂質鉱物と岩片  
3 その他の成分  
a, a, それぞれ山岳河  
川のみ特徴的なもの  
と乾燥帯の河川のみ  
特徴的なもの

谷（沖積堆積物）一時的な流れによって運び出された物質からなる崖錐（山麓堆積物）—— において行なわれる沈積作用を一括してよんでいる。

湿潤型の沈積過程は常に温度が高くかつ年平均気温も比較的高い（1～2℃から23～25℃）地帯で行なわれるので、氷河型沈積作用にくらべて著しく複雑かつ多面的である。全段階を通じて純物理的——機械的——過程のほか、化学的・物理化学的・生物学的過程も行なわれる。同時に、湿潤帯の諸地域によって自然地理的環境の具体的条件が変化するために、沈積過程そのものとその結果すなわち底質（堆積物）に多様な変化が生じてくる。堆積物質は陸地における風化と削剝によって発生する。このことによって、堆積物質は地表の諸条件—解体性、酸化性、水和性など—に多かれ少なかれ適応するのである。

あるいは出しを受けて可動化された物質を運ぶのは主として河川である。そこにおける物質の運搬形態は非常に多様である。すなわち第1群(CaSO<sub>4</sub>, NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, MgCl<sub>2</sub>, MgSO<sub>4</sub> など)を形成する可溶性塩類は、イオン性の著しく不飽和な溶液としてのみ運搬される。第2群(CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> 有機物)に属する比較的難溶性の物質は一部は溶液として一部は懸濁状態ではこぼれる。第3群のさらに難溶性の物質(Fe, Mn, Al, P 多くの微量元素の化合物)は主として機械的懸濁物としてはこぼれ一部だけがコロイド溶液としてはこぼれる。珪酸塩鉱物やアルミナ珪酸塩鉱物など(第4群)は懸濁状態ではこぼれるほか河底を転動し、あるいは引きずられながらはこぼれる(第1図参照)。水盆中に直接排出される地下水では、第2・第3両群の元素の移動の上での溶液の役割が相対的にまじっているが、ふつうそれは著しくない。

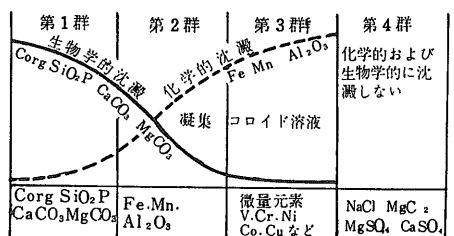
運搬物質の沈殿は一部は運搬途上ですでに生ずるが(斜面堆積物、沖積堆積物、山麓堆積物)主として最終水盆でおこなわれる。湿潤型沈積過程に対して最終水盆をなすものは海や塩分濃度の低い湖である。この水盆中に流入した物質は、その水盆の全水域にわたって波

浪、流れ、対流などによって分散され、水盆内の既存の物質とまじりあう。それと同時にいっぽうでは、懸濁状態で流入した種々の粒子の機械的沈殿が、他方では溶解物の化学-生物学的抽出作用と新しい固相の形成がおこり、それらが底に沈殿して底質を形成する。

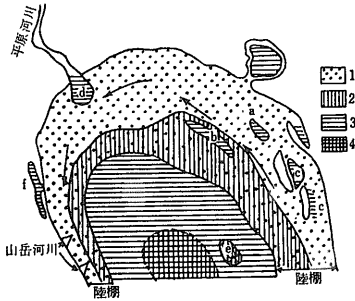
湿潤型沈積過程の特徴は、水盆中に流入した物質の沈殿が不完全なことである。可動化された碎屑物すなわち懸濁物・転動物はすべて沈殿する。しかし溶解相から固相に移行して底質中にはいるのは難溶性のものや生物学的に活性なもの、すなわち Fe, Mn, Al, P, CaCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> などの化合物および V, Cr, Co, Cu 一部は F などの一連の微量元素の化合物などである。可溶性化合物および生物学的に不活性な化合物、すなわち NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, CaSO<sub>4</sub>, MgCl<sub>2</sub>, MgSO<sub>4</sub> や B, F (一部) Sr, Br などの化合物は長期間にわたって溶液中に残留し、そのなかに濃集して行く。したがって湿潤型沈積作用の結果、次の2つの産物が生ずる。すなわち水盆底上の固相——堆積岩となる底質——と底質中には直接固定されず水圏の全塩量をも高める底層水中の塩類とである。さらに次のことをつづける必要がある。すなわち水中から溶解物を抽出するにあたって優勢な——場合によっては主導的役割さえ——役割をはたすのは生物であり、溶液からの直接の化学的沈殿(過飽和、pHの変動、吸着)は副次的な役割しかはたさない。種々の物質に対するこれらの沈殿手段の関係は、現世のものに関しては第2図に模式的に示されているとおりである。

湿潤型沈積作用によって発生する物質は多様であって、大礫、小礫、砂、シルト、粘土質軟泥、炭酸塩質軟泥、含鉄質、アルミナ質、マンガン質、珪酸質、珪質、炭質の底質のほか、それらの中間型のものがみられる。続成作用が完了すると、これらはふつうの広範に分布する岩石になる。

溶液媒質は粒子の粒径と比重による分離過程を生ずるので、湿潤型に属するあらゆる岩石は多かれ少なかれ物質の機械的淘汰をうける。斜面堆積物のなかでは機械的淘汰は最小であり、ほとんどとらえることができない程度であるが、沖積堆積物にそれがはっきりとあらわれ



第2図 現世の海の水塊中における溶解物の沈殿模式図



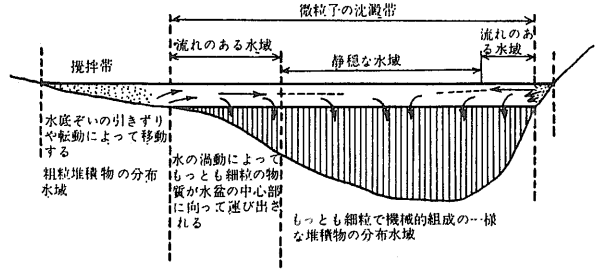
第3図 水盆における堆積物の粒度型の分布模式図

1 砂 2 粗粒シルト 3 細粒シルト 4 粘土 a 侵食性凹地  
b 構造性凹地 c 静水帯 d 河口部の粘土質帯 e 海底隆起 f 潟

最終水盆内では最大に達する。とくに沿岸部（磯とそれに隣接する海底）で著しく深くなるにつれてやや弱くなる。さらに水盆底では場所によって種々の異なる構造型の堆積物が分布し水盆地形と沈殿物の粒度型の間密接な関係が生ずる(第3図および3a図)。あらゆる種類の水盆底の高まりはその起原と分布のいかんにかかわらず堆積物の粒度組成の粗粒化をともしない海底の凹地は細粒堆積物の増大をともしなう。

湿潤型の沈積作用の特徴は鉄 マンガン アルミニウム リン 有機炭素(石炭および可燃性頁岩) シリカ カルシウム炭酸塩など一連の元素の高濃集を生ずることである(第4図参照)。 鉱化作用は一部準平地地域の風化殻のなかに生じ(鉄鉱 ボーキサイト カオリン) 一部堆積物質の運搬過程で生ずるが(金 白金 ダイヤモンドの漂砂鉱床 鉄とアルミニウムの化学的沈殿鉱) 主としては海の縁辺部やその入江 大きな湖の縁辺部で行なわれた。

最後にのべた地帯が湿潤型沈積作用における主要な鉱化帯である。この鉱化帯の内部では鉱石の分布は偶然的ではなく規則的である。たとえば石炭は淡水化した潟や沿岸湿地 デルタ地域に発生し ボーキサイトは湖や淡水化した潟 陸棚のもっとも上位の沿岸帯に発生する。鉄鉱は湖 淡水潟 陸棚帯に発生するがそれは海岸から若干隔たったところである。マンガン鉄リン鉱は陸棚に生ずるが海岸からさらに遠く隔たったところに生ずる。瀝青質頁岩 珪質岩(珪藻質軟泥および放射虫質軟泥)は陸棚縁辺および大陸斜面の上部に生ずる。炭酸塩堆積物に関してはその生成の相範囲はもっとも広く海岸への直接部から陸棚の諸所 大陸斜面場合によっては海盆の中心部にすら発生するがもっとも純粋なものは陸棚帯に発生し さらに沿岸部にも生ずる。ドロマイト質および石灰質-ドロマイト質堆積物も陸棚帯 とくにその上部に発生する。ここではそのなかに時折 鉛 亜鉛 銀などが斑紋状に濃集することがある。



第3a図 海盆および湖盆中における沈殿の模式図

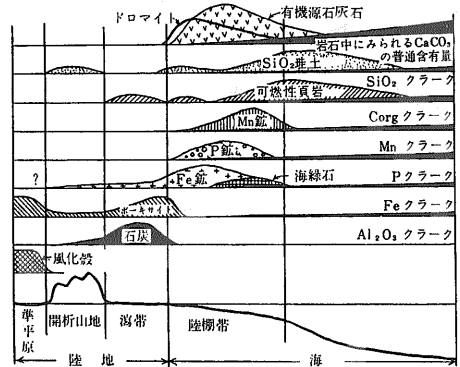
このように 個々の元素の高濃集部は海盆縁辺を横ざる横断面からもわかるように種々の相条件のもとで発生するが その最大のもはそこらに特有なある一つの相域に属するのがふつうである。そのためこれらの濃集体は独自の相断面を示すのである(第4図参照)。

3) 乾燥気候型の沈積作用という名称のもとで 著者は乾燥帯における沈積作用を一括してよぶ。

乾燥帯は熱帯湿潤帯をさきで南北にわかれて2つのベルト状をなして分布している。陸地の複雑な起伏によってこれらのベルトの形態が複雑化することが多く 個々に分離した斑点となったり 時には東西でなく 南北方向にほそながくのびた斑点となることもある(チリ-砂漠)。

乾燥気候から直接由来する乾燥型の沈積作用の特徴は風化殻のなかの元素の移動が漸次弱まることである。乾燥地帯の最縁辺部においてもすでに Fe Mn Al の風化殻からの溶出がみられない。このような事情は湖海中で堆積物中に鉄鉱 マンガン鉄 ボーキサイトが形成されなくなるということとして反映されている。気候の乾燥にもなって森林植生も消滅するため 乾燥帯の堆積物のなかには石炭 炭質頁岩のほか有機物にもなる諸元素(ゲルマニウム ハフニウムなど)が欠如している。

雨量が少なく蒸発量が大きいため乾燥地帯には固



第4図 湿潤気候帯における自生的沈積作用の相断面(デボン紀-現世)

有の埋蔵水がなく 安定した水盆が形成されない。水盆はすべてそれが乾燥地域に存在する場合 海の入江あるいは入江から生じた沿岸湖 および隣接する湿潤帯または乾燥地帯の内部に分布する高い山脈から水が供給させる型のものからなる。乾燥地帯のなかには湿潤帯—水平的および垂直的—からもたらされる水と一緒に懸濁質あるいは溶解質の堆積物質が運搬されてくる。乾燥帯の本来の物質が水盆中に風によって搬入される度は非常に少ない。このように乾燥地帯における盆地沈積は 主として湿潤帯から搬入された他地性物質によっておこなわれるのである。

乾燥帯の盆地の発達はその独自の様式を示し 湿潤帯のものは異なっている。すべての湖と海は高塩分化し 盆地発達過程でますますその割合を強めて行く したがってその地球化学と沈積作用においては生物の役割が当然弱まって行く なぜならば高塩分化は生物学的に無関係な塩類すなわち  $\text{NaCl}$   $\text{Na}_2\text{SO}_4$   $\text{CaSO}_4$   $\text{MgSO}_4$   $\text{MgCl}_2$  などの濃集によって進行するからである。それと同時に高塩分化した水盆中での沈殿作用は純物理学化学的になって その範囲を著しくひろげ 湿潤帯の沈積過程に参与した成分に対して 新しいあらゆる成分を沈殿させる。すなわちナトリウム カリウム カルシウム マグネシウムなどの硫酸塩と塩化物を沈殿させるのである。

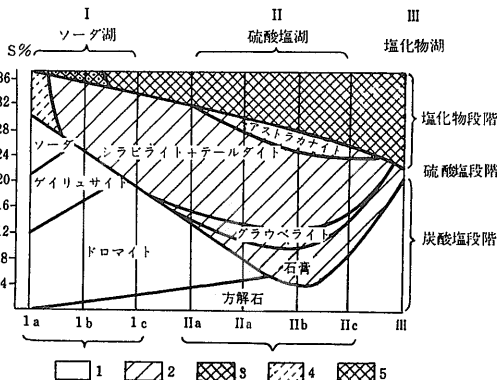
同時に沈殿作用それ自体も段階的な性格をおびているはじめに(炭酸塩段階) もっとも難溶性のカルシウム マグネシウムの炭酸塩——カルサイトとドロマイト——が沈殿する。それにともなって時にはセピオライト ケロライト型のマグネシウム珪酸塩が沈殿する。この段階では潟や湖のなかでは まだ多数の碎屑物が沈積し

上記の炭酸塩鉱物をまじえたふつうの砂 シルト 粘土 質軟泥が発生する つづく硫酸塩段階においては石膏 硬石膏 テナルダイト ミラビライト グラウベライト アストラカナイトなどが沈殿し 水盆の水化学的型が異なるにしたがって それらの組合せは多種多様の変化を示す。堆積物の組成中における碎屑物質は副次的な役割しかはたしていない。最後の塩化物段階では 食塩 その他の鉱物が沈殿する。

陸源(大陸性)の塩湖あるいは海と連絡する水盆中でのハロゲン化の個々の発達状況は非常に多様である。

陸源塩湖のハロゲン化は非常に複雑である。その様式を第5図に示してある。図の横軸にそって 湖の水化学的な類別がなされている。さらに数字Iでソーダ湖が示されている(Ia—強ソーダ湖 全塩量のうち  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  が30%以上をしめる。Ib—中ソーダ湖  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  が3~30%弱。Ic—弱ソーダ湖  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  が3%以下)。数字IIによって硫酸塩湖が示されている(IIa—ナトリウム—マグネシウム硫酸塩湖 硫酸塩のうち  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  と  $\text{MgSO}_4$  だけがみられる。IIb—ナトリウム—マグネシウム—カルシウム硫酸塩湖  $\text{Na}_2\text{SO}_4$   $\text{MgSO}_4$   $\text{CaSO}_4$  がふくまれる。IIc—マグネシウム—カルシウム硫酸塩湖  $\text{MgSO}_4$  と  $\text{CaSO}_4$  がふくまれる)。数字IIIは水中に  $\text{NaCl}$   $\text{MgCl}_2$   $\text{CaCl}_2$  と硫酸塩のうち  $\text{CaSO}_4$  (少量)だけをふくむ塩化物湖を示す。図からわかるように炭酸塩段階の沈積作用はソーダ湖の群でもっとも長く 硫酸塩湖では著しく短縮されるが 塩化物湖ではふたたび増大する。逆に硫酸塩段階は硫酸塩型水盆でもっともはつきりあらわれ 図の左端と右端にむかって短縮される。塩化物段階はソーダ湖から塩化物型水盆にうつるにしたがって 次第にその期間が長くなる。

強ソーダ湖の炭酸塩段階は鉱物の種類の多様性によって特徴づけられる。すなわちカルサイト ドロマイト ゲーリュサイト ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) ソーダ ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) テルモナトライト ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) トロン ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3$ ) などである。中ソーダ湖にうつるにしたがって ソーダ テルモナトライト トロンが消滅する。弱ソーダ湖ではゲーリュサイトの沈殿もおこなわれなくなる。硫酸塩湖の群では 炭酸塩段階ではカルサイトとドロマイトの2つの鉱物しか形成されずさらに後者は IIa の群のなかにはしかあらわれない。塩化物湖の群ではカルサイトしか知られていない。ついでに次のことを指摘しておこう。ブルーサイト(?) セピオライト——ケロライト型のマグネシウムの自生的珪酸塩が炭酸塩段階でソーダ湖の堆積物のなかに一応固定されるが これらは硫酸塩湖の IIa 群のなかでも生ず



第5図 現世の乾燥帯におけるハロゲン化の一般模式

I ソーダ湖: Ia—強ソーダ湖 Ib—中ソーダ湖 Ic—弱ソーダ湖  
II 硫酸塩湖: IIa—ナトリウム—マグネシウム硫酸塩湖 IIa—マグネシウム—ナトリウム—硫酸塩湖 IIb—ナトリウム—マグネシウム—カルシウム硫酸塩湖 IIc—マグネシウム—カルシウム硫酸塩湖  
III  $\text{NaCl}$   $\text{MgCl}_2$   $\text{CaCl}_2$  をともなう塩化物湖

1 炭酸塩段階 2 硫酸塩段階 3 塩化物段階 4 ソーダの混合物によって著しく汚染された硫酸塩堆積物 5 ナトリウム硫酸塩類の混合物によって著しく汚染されたハロゲン塩

ることがある。

ソーダ湖の硫酸塩段階においては ソーダ ゲーリュ サイト ベールカイト ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) ノルトバイト ( $2\text{MgCO}_3 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{NaCl}$ ) などを大量にまじえた  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  だけが テナルダイトとミラビライト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) として沈殿する。硫酸塩湖の硫酸塩段階においては 石膏 ミラビライト テナルダイト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) グローベライト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$ ) アストラカナイト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) が生ずる。炭酸塩鉱物のうち カルサイトとドロマイト (IIa 群だけに) とおもなマグネシウム炭酸塩類がまじっている。塩化物湖においては 上記の段階 (硫酸塩段階) には 種々の硫酸塩鉱物のうち石膏だけがのこる。

ソーダ湖の塩化物段階は蒸発乾固最終点\* に一致する。したがって NaCl は先行段階 (硫酸塩段階) ですでに沈殿しはじめていた硫酸塩鉱物によって汚染されている。第5図で右側の方にうつるにしたがって塩化物段階は先行段階と次第に明瞭に分離して塩分濃度はおちるが 食塩それ自体は次第に純粋となる。

内陸湖のハロゲン堆積物の組成の特徴はカリ塩が欠如するとともに F Sr Br B その他のハロフィル微量元素の高濃集が著しくまれなことである。

高かん海盆に補給される海水は水化学的タイプからいうと 硫酸塩クラスとくに IIc 群に属する。したがって海水起原のハロゲン化作用は鉱物の組合せからいうとそれと同族の湖性 IIc 群の湖のハロゲン化作用に対応するということが期待されるのである。一般的特徴としてはたしかにそのとおりであるが もとの海水がカリウム ハロフィル元素にとんでいたり 巨大な高かん化水盆はるかに長期間にわたって存在・発達することさらに時折そのなかにあらわれる高かん水の変質 (流入する溶解塩とコロイド状粘土粒子両者との間に成分の置換が行なわれる) などによって 湖性ハロゲン化作用 (IIc 群) に対する海性ハロゲン化作用の一連の新しい特性があらわれてくるのである。

炭酸塩段階 (塩分濃度約15%以下) の特徴は はじめにカルサイトが沈殿し ひき続いて無化石の粘土質のドロマイトが沈殿することである。このドロマイト段階は非常に長期間にわたって存在し 厚いドロマイト層を形成する。

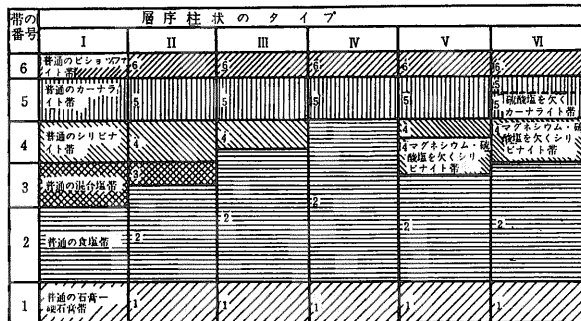
硫酸塩段階 (塩分濃度26~27%以下) は非常に鉱物が

\* 原訳注 原文では *евтоника* となっており 次の原注がついている。「極限まで低くなった水蒸気圧をともなう高かん溶液を *евтоника* とよぶ。すべての塩成分が溶液から同時に沈殿することによって特徴づけられ 高かん化した水盆の発達最終点でもある。」

少なく そこでは多少炭酸塩をまじえた石膏が沈殿する。その後 おそらく後生作用の段階でこの石膏は水をうしなって現在でもハロゲン層の断層に観察されるような硬石膏に変化する。硫酸塩段階の最初には炭酸塩のうちではドロマイトが沈殿し その後カルサイト マグサイトの混合物がこれにとつかわる。E. K. フローロバ (1955) によれば この段階で河川水が水盆中に多量に流入するとマグネサイトが大量に沈殿する (有名な「ハイディングーの反応」によって) ということが予想される。塩化物段階 (塩分濃度26~27%以上) は先行段階と異なり 鉱物の多様性によって特徴づけられる。塩平衡に関する実験 (バンゴッフ ダンス クルナコフとその学派) によって完全蒸発の過程で下記のような順序で鉱物が発生することが明らかにされている (バリヤー シュコ ソロピエバ1953)。

- 1 ふつうの石膏-硬石膏帯 ( $\text{CaSO}_4-\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )
- 2 食塩帯——硬石膏をまじえる NaCl
- 3 ふつうの混合塩帯 (硫酸塩) ——食塩およびポリハライト ( $2\text{CaSO}_4 \cdot \text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) アストラカナイト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) キーゼライト ( $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ )
- 4 ふつうのシリビナイト帯——3の帯の硫酸塩鉱物をまじえた ハロゲン塩とシリビン (KCl) カイナイト ( $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) ラングバイナイト ( $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$ )
- 5 ふつうのカルナライト帯——ハロゲン塩 カルナライト ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) からなり4の帯の硫酸塩すなわちカイナイト ラングバイナイト ポリハライトをともなう
- 6 高かん水の蒸発乾固の最終点に対応するふつうのビシヨッフアイト帯——食塩 ビシヨッフアイト ( $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) カイナイト キーゼライト

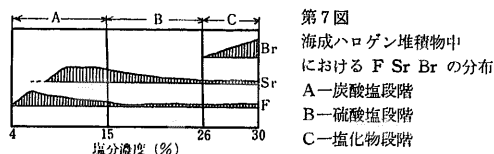
しかしながら一般に岩塩鉱床のなかでは 全塩類堆積物の完全な断面を観察できることはごくまれである。一般にはその断面は上記の5または4の帯で中断されている。それはその後の水盆の分布がハロゲン化作用を終点まで到達させることがないか あるいは最終点まで達したとしても最後の帯が削減消滅したためである。周知のように高かん水中の硫酸塩含有量を漸次低下させる高かん水の変質によって 塩化物段階の堆積物がもつ



SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 含有量の低下

第6図 元の海水の変質の清程度による塩類堆積物構造模式図





第7図  
海成ハロゲン堆積物中  
における F Sr Br の分布  
A—炭酸塩段階  
B—硫酸塩段階  
C—塩化物段階

と本質的な変化をこうむるのである。M. G. バリヤシユコと V. F. ソロビエバ(1953) は変質が強まったために生じた断面の変化を非常にはっきり図示した(第6図)。変質の発達が進む場合にはふつうの硫酸塩帯(3帯)は厚さが減り 最後には全く消滅する。それが強まるとふつうのシリビナイト帯(硫酸塩をともなう)も厚さを減じ ほとんど消滅することもある。さらに変質が進行するとはじめには硫酸塩(4a)を欠くふつうのシリビナイト帯が食塩帯にひき続いてあられ さらにカルナライト帯も硫酸塩鉱物を欠くようになる。

天然においては 正常の発達をした(あるいはほとんど正常の発達をした)塩化物段階に対応するもの(第6図中のタイプIIとI)は カルパーテン付近の中新世の鉱床で 弱変質型(IIIおよびIIの一部)に属するものとしては 二疊紀のゲルマン鉱床およびカマ川上流の鉱床 アルザス鉱床 ゴールダック鉱床 カタロン鉱床があげられる。硫酸塩を欠く鉱床はタイプIVに対応するものである。海成ハロゲン堆積物中においては 主要な塩類鉱物の沈殿と同時にそれぞれの混合物として随伴元素の化合物とくに F B Br Sr Rb Li Cs の化合物の沈殿がみられる。

海水盆の高かん化にともなって これらすべての元素の化合物は順次飽和点に達して沈殿をはじめ(第7図)。まず炭酸塩(ドロマイト)段階でFが螢石として沈殿し ややおくれてSrがツェレスチンとして沈殿する。さらに後期の塩化物段階では Brが沈殿するが これは独立の鉱物としてではなくて食塩 シリピン カーナライト ビシヨッフアイトの類質同像混合物として沈殿する。しかも塩水の食塩量が増大するにともなって 上記の鉱物中における Brの含有量が増加する。Bはほぼ塩化物段階からはじまると同時に沈殿をはじめ 一連の鉱物(含ストロンチウム性 含カリ性 含マグネシウム性のホウ酸塩)を生ずるが その最大の沈殿は蒸発乾固最終点(ビシヨッフアイト帯—ボラツアイト)におこる。

4) 氷河型 湿潤型 乾燥型の沈積過程は地球表面のそれぞれの東西の帯をしめながら一緒になって全地表をおおい したがって別のある種の型の沈積作用の存在の可能性がないようにみえる。それにもかかわらず そこには別の型 すなわち火山性沈積過程が存在するのである。この用語を著者は火山噴出の影響そのものある

いはある種の影響をうけている 火山地域またはその近傍地域における沈積作用として理解するものである。

火山性沈積過程は まず堆積物質の起源の点でほかの型の沈積作用と著しく異なる。堆積物質は ここでは陸地の風化によるものではなくて地殻深部から火山噴火の過程によってもたらされ 一部は大小さまざまな機械的に放出された破片すなわち火山灰 ラピリ 火山弾からなり 一部は熱水溶液 噴気からなる。堆積物質の流入の特徴としては ほかの沈積過程の流入速度の数1,000倍あるいは数百万倍という非常に大きなその速度があげられる。

火山によって放出された物質の組成は独特である。

機械的に放出された火山灰は 新鮮で結晶質あるいは非結晶質の種々さまざまな成分をもった火山岩の碎屑粒子からなっている。そして地表の風化を受けていない。熱水溶液もまた風化帯の水とは異なり SiO<sub>2</sub> Mn Fe のほか Cu Zn Pb As Ag その他の微量元素にとんでいることが多い。ガス噴気も非常に特徴的で CO CO<sub>2</sub> NH<sub>3</sub> H<sub>2</sub>S HCl SO<sub>3</sub> のほか少量の CH<sub>4</sub>などをふくみ これらの噴気の主要なメンバーはほかの型の沈積過程によって陸地からもたらされるものには全く欠如している。

最後に強調せねばならないことは 火山過程において放出された物質は著しい還元環境下で発生するため 還元される能力のある元素はすべて最低の酸化程度にあるということである。すなわち Fe Mn は酸化物の形をとっており V Cr は1.5酸化物の形をとっている。ガス中に硫化水素が存在する場合には 重い元素は硫化物にかわる。周知のように風化過程が大陸起源の物質が流入する場合には このようなものは全く欠如しているのである。熱水溶液の媒質そのものは還元性であって この点では溶液が入ってきた地表に支配的な媒質とは逆である。

火山性の累積物の組成はそれが地上で噴出したか水中で噴出したかによって著しく異なる。前者の場合には大気中に放出されたガス 噴火口からしみ出し地表の斜面にそって流れる熱水溶液は完全に分散してしまい堆積物を構成しない。そこでは固形の噴出産物すなわちラピリ 火山灰 溶岩などだけが累積する。しかも空気密度が小さいため粗粒な放出物は噴出孔付近だけに累積し 淘汰をうけることがない。空中高く放出された非常に細粒の火山灰だけが遠くまで運搬され それは噴火とは全く隔離されてしまっていることがしばしばある。全体として地表噴火によって固形の—灰状または溶岩状—産物は多かれ少なかれ厚く積るが その組成と構造の点では典型的な沈積過程の産物とは異なる特徴を有するのである。

水底あるいは海中での火山噴火によって 灰状物質はより密度の高い水中に放出されるので それらは分散し淘汰をうける。実際にはこのような場合でも火口付近には粗粒の淘汰のわるいあるいは全く不淘汰の物質がたまるが それから隔たるにつれて 粗粒砂サイズにはじまって火山灰は漸次こまかくなり淘汰の傾向を示す。

それと同時に 火口から隔たるにつれ ふうの碎屑物質が次第に灰状物質にまじり 凝灰岩そのものか層灰岩に変わり 遂には凝灰物質をまじえた砂岩ないし粘土岩に変って行く。このようにして個々の噴火ごとに規則的な分布と構造をもった火山碎屑レンズが形成される。

このレンズの空間的方向は噴火地域に卓越する水流と空気の流れの総合作用によって規制される。

ガス噴気や熱水溶液は 火口が水底にある場合には海水(湖水)中に入りこみ それによって海中沈積に参与しはじめる。SiO<sub>2</sub> Fe Mn Al のほか Zn Pb Ba Mo など熱水溶液成分に応じた種々の微量元素からなるさまざまな化合物が沈殿し 底質中にはいりこんで行く。

これらの沈殿過程それ自体は主として純化学的であって湿潤型沈積作用にみられるような生物学的要素はそこには卓越していないであろう。

さらに 火山性沈積作用の特徴は もちこまれた物質の沈殿が不完全なことである。すなわち 溶解性化合物のうちでは含マンガン性 含鉄性の化合物およびシリカ Pb Zn Cu Mo As その他重い特定の熱水性元素、からなる種々の化合物だけが沈殿する。その他の成分

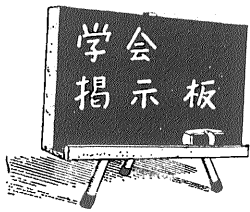
すなわち HCl SO<sub>2</sub> B F Br などは溶液中に残留して水圏中の塩分濃度を高める。A. P. ビノグラドフによれば海水中の塩分のうち陰イオン部はまさに火山性物質によって生じたものである。このように水底下の火山性沈積過程によって 湿潤型のそれと同様にいっぽうでは 岩層圏のなかに埋積されてわれわれの調査の対象になる 固相——底質(あとで岩石化する)——が発生し他方では 沈殿せずに 底質中に固相として固定されずに水圏(厳密に言えば海洋)の塩類を補給(変質)する塩類が発生する。

上記のことから次のことが明らかである すなわち 種々の気候帯すなわち極帯 温潤帯 乾燥帯などのなかでおこるそれぞれの型の沈積作用と火山活動の中心部付近でおこる沈積作用とはその性質が著しく異なり また岩石学的に非常に異なる底質を生じさせるために それら4つの異なる型の沈積作用を識別することは全く当を得ていることである。

この新しい概念を導入することによって 沈積作用のあらゆる複雑性をより完全に特徴づけることができる。また さらに 同一の沈積帯内部においても自然地理条件のちがいで生ずる変化をより明確に追跡できるようになるのである。それとともに沈積過程のタイプという概念は理論堆積学および堆積岩地球化学の領域 堆積性鉱床の研究分野においても その中心的な大黒柱となるものである。

(つづく)

(訳者は地質部)



・日本地学教育学会

1. 昭和42年11月26日~27日
2. 第20回 全国大会(大会委員長 米山芳成)
3. 東京都立教育研究所(予定)
4. 日本地学教育学会
5. 東京都立 立川高等学校 高田 七五三雄 (Tel 04252-8195)

2. 昭和41年秋季講演会

3. 仙台市合同庁舎 8階講堂
4. 物理探鉱技術協会
5. 川崎市久木 135 地質調査所 物理探査部内 (Tel) 044-83-3171 (内線 285)

・日本海洋学会

1. 昭和41年11月8日(火) 9.30—16.00
2. 11月例会
3. 東京大学海洋研究所 3階会議室
4. 5. 東京都文京区 東京大学理学部地球物理学教室 (Tel 03-812-2111)

・日本地理学会

1. 昭和41年10月8日(土) 13.30—16.30
2. 10月例会
3. 東京大学地理学部 地理学講義室
4. 5. 東京都文京区本郷 東大地理学教室 日本地理学会

[注]

- |         |       |      |
|---------|-------|------|
| 1・開催年月日 | 2・会合名 | 3・会場 |
| 4・主催者   | 5・連絡先 |      |
| なお掲載順位は | 原稿到着順 |      |

・日本分光学会

1. 昭和41年11月7日(月)~9日(水)
2. 第2回応用スペクトロメトリ—東京討論会
3. 東京都立 産業会館
4. 応用物理 質量分析 日本化学 日本分光 日本分析化学会共催
5. 東京都渋谷区本町 1-1 東京工業試験所内 日本分析化学会 東京討論係

・物理探鉱技術協会

1. 昭和41年10月13日(木)~14日(金)