

堆積岩の研究方法

③

N. M. ストラーホフ責任編集
平山次郎・水野篤行訳

成因論および対比論を目的とした 堆積岩の化学的研究[※](1)

N. M. ストラーホフ

さきへのべたように 現在化学分析は 岩石の個々の鉱物組成の定量的決定とともに 成因論および対比論上の問題の解決を課題としておこなわれていることが多い。このような研究方向は比較的最近に明瞭となった。提唱されている方法の大部分は新しく しかもまだ十分にはみとめられないものもある。しかしながら 問題それ自体は重要なものであり 注意深い研究・検討に値する。本章の目的は これまでになされてきたことを概観し 提唱されている方法論の不完全性とそこから生ずる課題に対して 注意をよびおこすことにある。

1 化学的方法による古水盆の塩分濃度の決定

多くの堆積岩研究者の注意をひく問題の一つは 岩石のもつ若干の地球化学的特性から古水盆の塩分濃度を決定することである。塩分濃度のいくつかの指標とそれに応じた問題の化学的解決方法が これまでいくつか提起されている。

これらの指標の一つとして 粘土質岩中における塩素含有量がとりあげられている。まず最初に 1951年に L. A. グリヤーエバがこの問題に着目し 続いて A. A. カルツェフ (1953) と北極地質研究所の研究者達が注目した。この方法の根拠となっているのは 次のようなことである。すなわち 塩素は粘土質岩中には3つの形で存在する。それは 1) 間隙水中の溶液として 2) $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ のミセルに交換吸着された Cl^- の形としてあるいは 3) 非交換吸着の塩化物として である。A. A. カルツェフ (1953) は 「塩湖の軟泥中においては第の交換吸着型が卓越していると思われる。いっぽう正2常ないし低度の塩分濃度の場合には 塩化物分子の吸着はほとんど著しくない」とのべている。さらに交換吸着された Cl^- も後者では無視することできる。というのは 一般に粘土の中には Fe_2O_3 と Al_2O_3 のような水酸化物は存在しないからである。塩分濃度の低い水盆中に堆積した粘土質岩中では 塩素は事実上間隙水中の塩化物としてのみ存在しているのである。いいか

えれば岩石中に塩素があらわれる主要な径路は 底質による軟泥水のとりこみである。そして 「水盆中の水中に塩素が多い程岩石中に塩素がますであろう。(A. A. カルツェフ 1953 P. 112)。研究方法はこのことにもとずいたのである。 Cl^- は抽出水について定量されその岩石の乾燥重量に対する百分率あるいは抽出水 1 l あたりの mg によって表現される。

A. A. カルツェフがおこなったグルジアのマイコーブ層についてのこの種の研究によって 次のことがわかった。試料が海成起源の場合には 抽出水中の Cl^- 含有量は44~59mg/l で 淡水盆中の泥質堆積物の場合には17~25mg/l あるいは 3~6 mg/l に含有量が低下している。A. A. カルツェフによれば このことは 抽出水中の Cl^- 含有量を古水盆の塩分濃度の指標として利用しうる可能性を明らかに示している。L. A. グリヤーエバによれば デボン紀の海成泥岩では Cl^- は0.2~0.3%の含有量が特徴的であり 陸成泥岩では数100分の1%に低下する。これもまた塩素を古水盆の塩分濃度の指標として用いることができることを示しているようにみえる。

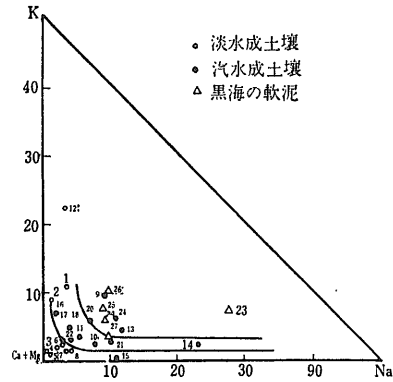
古水盆の塩分濃度の 第2の地球化学的指標をなすものは L. A. グリヤーエバが提唱したような 吸収されたアンモニアの「置換限界」による法である。この方法の基礎をなすものは交換 吸着理論である。アンモニアイオンは大きな吸収エネルギーをもつため ナトリウムよりは吸収コロイドミセルとより緊密に結合する。アンモニアイオンは軟泥水中のコロイドミセルに吸収されてはいるが ナトリウムイオンをふくむ軟泥水中の諸種のイオンと平衡関係にある。アンモニアをナトリウムイオンで吸収体から追い出すためには アンモニアの吸収がおきた溶液中のナトリウムイオン濃度を若干上まわるナトリウムイオン濃度を用いる必要がある。吸収されたアンモニアをふくむ 塩分濃度の異なる現在の水盆中の軟泥水を 濃度を増大させながら塩化ナトリウム溶液で処理すると (5分間にわたって攪拌しながらおこなう) 沈積盆の水中に含まれていた塩化ナトリウムの濃度を少しこえたところで 飛躍的に 吸収された NH_4^+ が追い出されるのが観察される。このような吸収され

※第2分冊 第3部「堆積岩の化学的研究」の第9章 本号ではそのうち 1 2両節を紹介する

た NH_4^+ の飛躍的分離をひきおこす NH_4^+ の濃度をグリーヤーエバは「置換限界」とよんだ。この種の「限界」は第2バクーの多くのデボン紀泥岩について決定されている。しかも「置換限界法」によるその塩分濃度に関する結論は古生物学的な資料にもとずいてなされた結果とよく類似している。したがってアンモニアの「置換限界法」によって沈積盆の塩分濃度の概略をすることができる。

古水盆の塩分濃度の第3の地球化学的指標として塩素—臭素比 Cl/Br を用いることを L. A. グリーヤーエバが提唱している。彼女の観察によればこの比の値は陸成デボン紀層では非常に小さく 4~20 であるに対しウラル—ポボルジエ地域のデボン紀の海成層中においては 70~100 から 300 の間を変動する。このようなちがひもまた古水盆の塩分濃度の指標として Cl/Br を用いることができる可能性を示している。

同様な方面でさらにもう一つの研究方法を指摘する必要がある。粘土粒子によって吸収された陽イオンの組成はこれらの粒子が接触していた溶液の組成と濃度に依存するという事は前から知られているところである。たとえば淡水の河川水によってはこぼれる粘土は吸収基としては Ca^{++} Mg^{++} のほか時に H^+ しかもっていない。これらの粘土粒子が Na^+ と K^+ にとむ海水中に流入すると交換平衡の法則によって著しい量の Ca^{++} と H^+ を失なって Na^+ 一部は K^+ を獲得する。海水の塩分濃度が高くなればなるほどこの変化が強力となる。したがって粘土質岩中におけるこれらの吸収基の組成がわかればある程度その粘土が淡水中汽水中あるいは強塩水中で堆積したかどうかがわかる。この方法は周知のように G. L. スタドニコフが1940年代のはじめ頃にすでに提唱したものである。その際彼は塩分濃度の指標として Na^+ Ca^{++} の吸収の絶対値の代りにその比を用いた。その方法はバルクーック夾炭層の断面の多数の試料 (300 コ以上) について検証された。その結果は古生物学的方法による結果とよく一致している。最近若干訂正を加えられた形でふたたび (独立に) ゲドロイツ スピロ グランベルク ボク (1955) によって提唱された。彼等は限られた数の資料にもとずいて粘土に吸収された基のダイヤグラムを作成し不明確ではあるが淡水・汽水・海水域を区分した。彼等の見解によると粘土の抽出液中における $\text{K}^+ / (\text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Mg}^{++} + \text{Ca}^{++})$ (ミリグラム当量単位) を吸収された塩基に対する同様の比率を比較するともっと明瞭な結果が得られる。



第 33 図
土壌における
吸収された陽
イオンの比

次に上述の地球化学的方法について批判的考察をおこなうがまず次のことを指摘しなければならない。すなわちこれらの方法はすべて考え自体としては興味ありまた部分的なテスト・ケースについてはいかにも確からしい結果が得られている。しかしそれらは原理的な基礎づけをもっていない。逆に非常に単純化されたあつかい方にもとずいているということである。この場合の研究対象となっている粘土質岩のなかではすでに知られているように 続成過程 後生過程で孔隙水の塩分組成・濃度も非常に著しい変化をしておりおそらくは粘土鉱物によって吸収された陽イオンの組成も当然変化しているであろう。したがって古水盆の塩分濃度の指標として塩素・吸収された陽イオン・塩素—臭素比を用いることができるのは 続成過程による変化をあまりうけていず 後生過程による変化をほとんどうけていない岩石 すなわち比較的最近の地質時代に堆積した薄い地層に限られることになるのである。より古いより強力に石化作用をうけた岩石にむかうにつれてそのなかにふくまれる塩素含有量や吸収された陽イオンの組成あるいは塩素—臭素比はますます本来のものとはかけはなれそれらを用い得る可能性はますます小さくなって行く。

このような問題に対する正しい方向づけを得るには粘土質岩中にとりこまれた水の塩分組成の変化の歴史あるいは粘土によって吸収された陽イオンの歴史を前もって詳しく研究しておくことが必要である。このような予備作業なしには上記のような指標による古水盆の塩分濃度の決定方法を原理的に基礎づけられた根拠のあるものとは考えることができないのである。残念ながら地球化学的方法による相解析の研究者達はこのような作業をまだおこなっていない。このような観点からのごく少数の研究例もあるがしかしそれは問題の解決には何ら役立っていない。なぜならば地殻のより深い層へ粘土質岩が沈降して行った際に生ずる水の変

化を明らかにしていないからである。このように古水盆の塩分濃度の地球化学的決定は今のところ全く経験的な試みであり 今後原理的基礎づけが期待されるのである。

これに関連して 上にのべたような方法によって決定されるところのものに関しては 未解決のままに放置されている。すなわち 過去の水盆の塩分濃度の具体的数値あるいは水盆全体の水化学的なタイプ——淡水盆・汽水盆・海水盆など——などについては明らかにされないものである。

吸収されたアンモニアの「置換限界」の決定方法の記述から判断すると L. A. グリヤーエバはこの方法によって過去の水盆の塩分濃度の絶対値が決定されると考えているように思われる。同様に A. A. カルツエフの計算からも 彼が塩素によってマイコブ階の塩分濃度の具体的な数値が評価できると考えているようである。このような主張には筆者は同意することができない。実際には 続成作用の過程で 沈積過程中心にとりこまれた水や塩の一部が失なわれ 残った水の塩分濃度が著しく高まっているのである。たとえば デボン紀の軟泥が75%の孔隙率をもち 海水が3.5%の塩分濃度をもちまた塩素量が1.9%と仮定しよう。現在デボン紀の泥岩は20%の孔隙率と0.3%のCl⁻をふくんでいる。このことから容易に 圧密の過程で水は約86%のCl⁻を失ない 6%の塩分濃度となったことがわかる。

この計算は次のとおりである。軟泥1ℓ中には750ccの水と250ccの固相がふくまれている。この固相部分の比重を2.7と仮定すれば その全量は675gで 液相中のCl⁻の重量は14.25g(750cc×1.9%)である。したがって乾燥残留物のCl⁻の全含有量は重量百分率にして2.1%となる。20%の孔隙率をもつデボン紀の泥岩1000cc中には固相粘土600cc すなわち260gの粘土がふくまれることになる(比重は2.7) 塩素含有量0.3%であるから固相中ではCl⁻は6.48g(260g×0.3%)となる。これを200ccの溶液(比重1)にとかすと 溶液中のCl⁻3.24%すなわち5.95%の塩分濃度を得ることになる。

岩石の孔隙率が減少するにつれて Cl⁻の減少がおこなわれ 岩石中に残った水の塩分濃度は増大する。このことから粒度組成の異なるデボン紀の粘土からは種々の量のCl⁻が消失し いっぽうの全塩分濃度は増大したことがわかる。したがって 水溶液中のCl⁻によって初生的な塩分濃度を確実に算出することは不可能であるということになる。さらに「置換限界法」もここでは役に立たない。なぜならば 粘土中における吸収されたアンモニアの含有量は明らかに新しい塩分濃度に適応し 初生的塩分濃度に適応しているものではない。

このように地球化学的方法是古水盆の塩分濃度に対する一般的な方向しかあたえず 具体的数値をしめすものではない。

しかし 最後に指摘しておかなければならないことは地球化学的方法是ようやく緒についたもので その可能性の確実な決定は将来の問題であるということである。いずれにせよ その将来性は十分興味深く期待できるものである。

2. 古海盆の底質・底層水中のpH Ehの復元の一般的前提

種々の物質の化学的堆積物の生成・生物の生活輪廻においては pH に表現される媒質の酸アルカリ条件あるいは Eh に表現されるその酸化還元条件が大きな意義をもっている。そのことが明らかにされて以来 必然的に 地質学者・堆積学者は過去の海水盆や水盆全体の自然地理的特徴のこれらの重要な側面を復元するための客観的な手がかりをもとめるようになってきた。それにとりもって種々の方法が提唱され 問題の解決に役立つような堆積物の種々の諸特徴が指摘されてきた。

これらの方法や特徴を検討するにあたって 任意の水盆中には常に一つではなく二つの互いに著しく異なる物理化学的媒質すなわち底層水媒質と底質媒質が存在するというを銘記しておく必要がある。前者は多少の遊離酸素をふくむために酸化性をおびている(例外はごくまれである)。いっぽう後者はごく薄い表層部をのぞいては多かれ少なかれ 著しい還元条件を有し遊離酸素は存在せずに それとの対立物であるH₂Sが存在する。底層中においては CaCO₃ MgCO₃ ドロマイト SiO₂ SrCO₃ などのような難溶性化合物をふくむ大部分の化合物は普通著しく不飽和状態で存在するために化学的に沈殿することがなく 生物学的過程によって沈殿し 一部は収着あるいは他の成分との共沈によって沈殿する。軟泥水中においては これら難溶性の化合物は飽和状態にあり 溶液中から純化学的過程によって 続成鉱物の沈殿が進行する。底層水中からの多くの成分の沈殿に非常に重要な役割を演ずる生物による溶液からの直接の物質抽出作用は 底質中における鉱物の生成(続成過程)とは無関係である。さらに底層水中においては 溶解物の上下あるいは水平方向での移動はほとんど例外なしに水塊の垂直あるいは水平方向への移動によっておこなわれる。その際 拡散はほとんどおこなわれない。したがって種々の過程を通じて発生する物質の濃度の相異は急速に均一化される。底質中において軟泥水は移動せず 物質の移動はほとんどすべて拡散流によって非

常にゆっくりとごく短距離間だけにおこなわれる。したがって濃度不均一の平均化は非常にゆっくりとしかおこなわれない。

上記のことから 底層水と底質は事実上共存はしているが著しく異なる地球化学的世界をそれぞれ構成していることがわかるであろう。こうした条件のもとでは常に異なる媒質の間で連続的な相互作用がおこなわれる。すなわち O_2 , SO_4^{--} , Mg^{++} などごく少量ではあるが軟泥によって軟泥水中から活発に吸収され CH_4 , NH_3 , CO_2 , Fe^{++} , Mn^{++} , SiO_2 , P その他の元素が底層水中へと移動する。しかしながら この相互作用に参与する軟泥の厚さは非常に小さく(数m)もちろん その相互作用自体は底層水と底質の著しい物理化学的相違をなくすようなものではない。

しかし もしそうであるならば 堆積岩の成因的分析を正しくおこなうための主要な条件は 次の2つの問題をはっきりと区別することである。A 底層水中における 酸アルカリ条件 (pH) と酸化還元条件 (Eh) の決定 B 底質中における同じ指標 (pH と Eh) の決定 残念ながら少なくとも20年前に筆者がこのような課題の区別の原理的必要性を指摘していたにもかかわらず これらの方法論的要請はこれまで誤解によってしばしば無視されたため 成功した研究例がほとんどみられない。

さらに研究を阻害しているもう1つの重要な誤りを指摘しておく必要がある。それは底層水と軟泥との境に対する酸化媒質と還元媒質の境の位置によって表現されている いわゆる垂直的な酸化還元断面を底層水と軟泥水のなかにおける還元環境の特徴づけの基礎として とりちがえて考えていることである。はじめこの考えは L. V. プスタバロフ (1933) によって打出され その後修正を加えて G. I. エオドロピッチ (1954) によって詳細に検討された。これらの堆積学者によって1947年に5つの型の酸化還元断面を区別することが提唱された。すなわち 底質中における還元環境 弱還元環境 中性環境 弱酸化環境 酸化環境である。さらに1954年になってはじめの型を強還元環境と還元環境とに2分することによって6つの型が識別されることになった。このそれぞれの型に対応する酸化還元断面の性質は **第18a表** にしめしてある。

底質中での酸化環境と還元環境との境界の高さはある程度そのなかで生じている還元過程の強度に依存していることは疑いない(本書の序論参照)。たとえば 現世の海底堆積物においては 軟泥中における還元過程が強まるにつれて還元帯の上限は海底面にむかって上昇することが実際に観察される (N. M. ストラーホフ1956)。

しかし この境が軟泥の表面やあるいはさらに底質の上に位置する場合には それは底質中における還元条件の強度によるばかりではなく、むしろ底層水の垂直移動の強さやそれによる底質上層部の酸素にふれる強さに依存している。このような考えの正しさを支持する多くの事実がみられる。

現世の黒海のなかには 軟泥水の強還元作用が水中における還元帯の境界が非常に高く位置することと関連し合っているところがある。すなわち G. I. テオドロピッチの酸化還元断面の特徴的な第I型に相当するものである。黒海の硫化水素帯の弱炭酸塩質灰色粘土質軟泥においては黄鉄鉱含有量は1.2~2.0%であり 石灰質軟泥中ではそれはさらに少なく 1.4%である。しかしながら黒海の酸化帯の150mの水深をもつところのファゼオリン軟泥中では FeS_2 の含有量はふつう0.7~1.8%であり ミチルス軟泥中のそれは1.6~3%で深い硫化水素帯での黄鉄鉱含有量とほとんどかわらない。

Perisphinctes panderi d'Orbigny 帯のニジュニェボルジュスク頁岩中では黒海よりも多くの FeS_2 含有量のみとめられ 平均4.13%に達する。この堆積物は第I型の酸化還元断面をもっていたかのようにみえる。すなわち 黒海よりもさらに著しく汚染された底層水の水質中に堆積したものと思われる。しかしながらこれらの頁岩には実際には 底生動物が多量にふくまれる。すなわち二枚貝 巻貝 腕足貝 ウニなどにとみ また 潜孔性動物の生痕も多数みられる これらのことはすべて明瞭に 第I型の酸化還元断面を示してはいない。むしろ底層水によく酸素が供給されているばかりでなく 軟泥の薄い表層部にも酸素の供給があったということを示している。そうでなければ底生動物はすみ得なかったであろう。したがって酸化帯と還元帯との境は底質の上位にではなく 底質内部の浅部にあったということをしめしている。したがって酸化還元断面は少なくとも第IV型(極端な場合としては第III型)に属すべきものである。現世の半遠洋性の青色軟泥中には多量の黄鉄鉱が存在し したがって還元帯の境は酸化還元断面の第IIあるいは第IIIの型に対応するようと思われるが 実際には青色軟泥はごく少量ではあるが薄い酸化膜を有し 還元媒質の境は堆積物のなかに位置し 第IV型に属することになる。ドマニーク線あるいは 第2パクーの夾炭層の一連の海成粘土相中にも多量の黄鉄鉱が存在し それは5% HCl によって抽出される Fe^{++} よりかはるかに多いことが多い。これらの堆積物は G. I. テオドロピッチの第II型に対応する。しかし これらの堆積物には常に底棲動物群が存在し 還元帯の上限は疑いもなく底質の表面下に位置していたものと思われる。この

種の例はいくらでもある。これらはすべて岩石中の含鉄鉱物の共生関係によって客観的に決定される還元条件の強さと還元帯の境の位置との間に直接的な相関関係がないことを示しているのである。この場合 G. I. テオドロピッチが無視した2番目の要素すなわち水塊の垂直的移動の強さと底層水における酸素供給の度とが非常に決定的な役割りを演じているのである。

循環が強力で多量の酸素が海底に達して底質によって吸収される場合には底質中の純硫化水素煤質ですら多かれ少なかれあらわれた酸化被膜によって水底面と分離される。この酸化被膜の存在によって水底が底生動物にとむようになる。垂直的循環が弱く酸素が海底にまで達しない時には軟泥中の還元条件はたとえそれがあまり強くなくとも軟泥の表面にまであられさらに底層水にまで影響をあたえ得る(南カスピ海アラル海西部の凹部)。

このように第IV型の酸化還元断面は過去においては強度が著しく異なる底質中の還元環境に対応していたものであることがわかる。すなわちそのなかにチャモサイトと菱鉄鉱だけが生じた場合には非常に弱い還元

環境を示し菱鉄鉱 黄鉄鉱共生関係が生じた場合にはより強い還元環境を示し 黄鉄鉱だけが生ずる場合には極度に著しい還元環境を示している。酸化還元断面の形成において水塊の上下移動があたえる影響は底質中に存在する有機物質によって決定される底質深部の還元条件の影響よりは大きかったと考えられる。

要するに過去の水温の底層水や軟泥水中における酸化還元条件や酸アルカリ条件に関する問題の考察にあたっては次の2つの重要な要素を考慮する必要がある。すなわち

- 1 底層水と底質中における物理化学的媒質 底層水と底質は共存し 相互に影響しあう地球化学の世界であると同時に それぞれ著しく異なる個性的な世界を形作っている。
- 2 底質中における酸化環境の強さによっては 底層水中の酸化還元条件については何も論ずることができない。

これらの事実はすべて底層水と底質中における pH を Eh 復元する問題を個々に検討する必要のあることを要求しているのである。(つづく) (訳者は地質部)



地学と切手

堀内 恵彦

山陰海岸国立公園

日本海に突出している与謝半島をはさんで 若狭湾国定公園の西に 京都・兵庫・鳥取の3府県にまたがり 東西の延長ほぼ75kmの海岸線 面積89.959km²に及ぶ地域がこの公園です。海岸は大きな出入りには乏しが 地形・地質が複雑で 入江や岬が数多くあり 洞門・洞窟・岩層・節理に見るべきものが多く 地学の公園ともいえるほどで 温泉にも恵まれており 交通の便も比較的便利で 絶好のレクリエーション地域です。東からおもな地点を紹介しますと

久美浜湖…北岸の砂州によって海とへだてられており その西端の水道で外海と通じている「かん水湖」で 砂州は「日間の松原」と呼ばれ 天の橋立に似ているので 小天橋と呼ばれております。この「このしろざし」は有名で近くに木津温泉:単純泉があります。

日和山(ひよりやま)…円山川口にあつて 岩石が日本海の荒波に浸食された雄大な景観です。遊園地になっており水族館やプールもあります。近くに城崎温泉:臭素とよう素を含む弱食塩泉があり むかしから湯治場として有名です

番住海岸…山陰線の竹野から番住 鐵の各駅にわたる一帯の海岸で 海食によって洞門・岩礁・奇島などが多く存在し 海上の船からの眺めがみごとで 但島松島と呼ばれ とくに番住から但馬御火浦にかけての間の景観はすぐれております。山陰本線浜坂駅の南に湯村温泉:単純泉 単純アルカリ泉 単純炭酸泉があります。

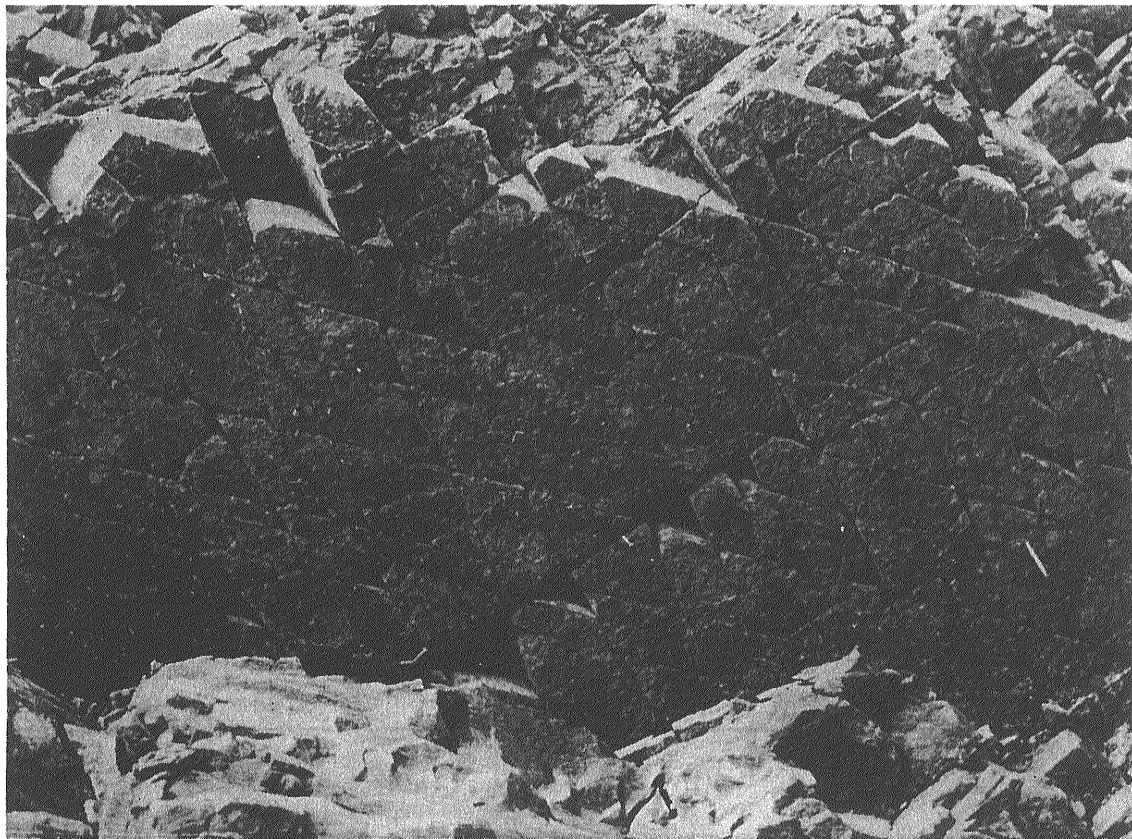
浦富(うらどめ)海岸…岩美町浦富を中心にして約13kmの海岸で 町を界として東海岸と西海岸にわかれます。東は砂洞や砂丘があり 窟穴(おうけつ)も見られます。西は花崗岩の絶壁で 多数の小島・岩礁が海に浮かび変化に富んだ景観で 付近は松葉ガニが名産です。近くに湯かむりの奇習のある岩井温泉:芒硝泉があります。

鳥取砂丘…千代川川口を中心に東西約20km 南北2kmにわたる海岸砂丘で 全国に知られていますが 川の西を湖山(こやま)砂丘 川から東 二ツ山までを浜坂砂丘 それより東を海士(あもう)砂丘と呼び そのうち浜坂砂丘が最大で ふつう鳥取砂丘というのはこの部分を指します。砂はほとんどが石英砂で 移動性があり 砂丘の間には「すり鉢」と呼ばれる「くぼみ」があつて 底に水の湧いているものがあります。砂丘の砂の上には風による風紋が画かれることがあります。砂丘の東南部に多鯨が池(たねがいけ)があつて 砂丘見学のバス停留所が池畔にあります。市内内海(うつみ)には 因幡の白兔で有名な白兔神社があり 付近は海水浴場になっており 近くの気多岬は白兔が隠岐から渡ってきたところであるといわれております。鳥取市内には多くの温泉があり 大別して吉方地区:食塩泉 末広地区:含炭酸食塩泉 寺町地区:冷泉の3地区に分けられます。鳥取の名産は廿世紀ナン 白サンゴ ひき物などがあります。

以上おおよその紹介ですが 山陰海岸国立公園の風景は他の国立・国定の各公園とは異なっており 砂丘などはその場所に立つと これが日本国内かと思われるような錯覚をおぼえる 雄大な風景です。(砂丘の見学は夕方がよい) この公園は 昭和30年11月1日に国定公園として指定されましたが ほとんどそのままの範囲で 昭和38年7月15日に国立公園に昇格した異色ある公園です。

切手は昭和36年9月15日 国定公園の時代に10円切手一種が発行され 図案は 砂丘を背景に鳥取の傘おどりを配したものです。

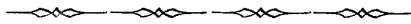
(筆者は元所員 理科学技術情報センター)



所内 第12回 写真コンクール入選作「節理」 地質部 水野篤行

「節理」

一見 三角形および菱形の石を規則正しくつんだ石垣のように思われるが 実は30°程度にかたむく 砂岩頁岩の互層中の砂岩層の底面を下から撮影したものである。頁岩部は風雨によって侵食され このように砂岩層が突起した形で残されている。頁岩部では節理の発達が非常にわるいが 砂岩部では 時として このような非常に規則正しい節理が発達することが多い。とくに多少時代が古い地層ではそうである。ところどころで三角形の石材がぬげ落ちて その跡が写真では黒色の三角形を形づくっている。自然は偉大なる芸術家の一人というよりは むしろ最も偉大なる芸術家である。その創造の一端 (秀作かどうか むしろ駄作かもしれない) に対して コンクール投票者の票が集まったのであろう。場所は紀伊半島南部 古第三紀牟婁層群の一部。



訂正 No. 145 1966-9 60頁写真説明文中 下から11行目 慶長地震(1605)は 元禄地震(1703)の誤植につき訂正します。

・地質調査所月報 第17巻 第12号

報 文

片田正人・大森貞子：領家帯の変成粗粒砂岩の化学成分
大森えい・片田正人：領家帯の塩基性岩との接触部でみられる花崗岩の成分変化の1例
高橋 稔・後藤準次：佐賀・福岡県筑紫平野東部地域における工業用地下水源

概 報

石狩炭田北部音江山地域新城南部の地震探査について(市川)

資 料

珪酸塩岩石および天然珪酸塩の分光分析主成分元素の定量 (一國訳)

地質ニュース	第148号	12月号
昭和41年12月25日	定価	¥220
編集	発行	〒12
発行人	工業技術院	地質調査所
発行所	林 久	雄 雄
	株式会社	実業公報社
	東京都千代田区九段南4の2の1	
	Tel. (261) 7173・9387	
	振替口座	東京32466
総発売元	政府刊行物	販売所
	東京都千代田区大手町1の5	
	Tel. (211) 5 5 7 0	
印刷所	共同印刷	株式会社

