

土の炭酸塩含有量の測定方法と結果の解釈

A Method for Determining Carbonate Content for Soils and Evaluation of the Results

福江 正治 (ふくえ まさはる)

東海大学教授 海洋学部

加藤 義久 (かとう よしひさ)

東海大学教授 海洋学部

中村 隆昭 (なかむら たかあき)

東海大学助教授 海洋学部

森山 登 (もりやま のぼる)

興亜開発㈱

1. はじめに

海成土の堆積環境が炭酸塩含有量に反映し、また強度特性が炭酸塩によって強く影響されることが明らかにされつつある^{1),2)}。しかしながら、これまで地盤特性に対する炭酸塩の影響を考慮した地盤調査の実施例はそれほど多くはない。今後、地盤調査の必須項目として炭酸塩含有量の測定を実施すれば、それが土のセメンテーションの解明や層序判別などに大きな役割を果たすと考えられる。そこで、本報告では、土の炭酸塩含有量の簡易測定方法を述べ、測定結果の解釈について述べる。

2. 炭酸塩含有量の測定方法

炭酸塩とは、炭酸カルシウム、炭酸ナトリウム、炭酸マグネシウムなどであるが、土には炭酸カルシウムが圧倒的に多く含まれている。土に含まれる炭酸カルシウムは、石灰岩から溶出したカルシウムイオンが再び析出したもの、または、海洋性植物プランクトン（石灰藻）や有孔虫の遺骸などである。なお、現在陸上にある石灰岩のほとんどは古い時代に海洋性の生物遺骸が堆積して形成されたものである。また、珊瑚砂は典型的な炭酸塩であるが、その存在は地域的に限られる。

2.1 炭酸塩含有量の定義

炭酸塩含有量 C は次のように定義される。

$$C = \frac{m_c}{m_s} \times 100 (\%) \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 m_c および m_s はそれぞれある体積の土に含まれる炭酸塩および土固体部分の質量である。なお、 m_s は m_c を含む。

2.2 炭酸塩含有量の測定方法

(1) 測定原理

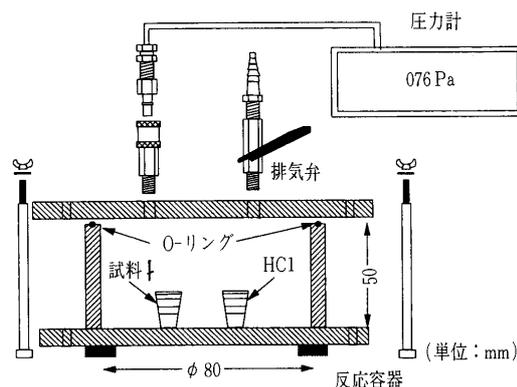
炭酸塩は酸によって溶け、炭酸カルシウムを例とした次の反応式のように二酸化炭素ガスを発生する。



したがって、二酸化炭素ガスの量から炭酸塩の量を決定できる。反応によって発生する二酸化炭素のガス圧と炭酸塩の量は比例するので、炭酸カルシウムの量とガス圧の関係からその含有量を決定できる³⁾。

(2) 測定装置

測定装置を図一に示す。本装置は反応容器と圧力計

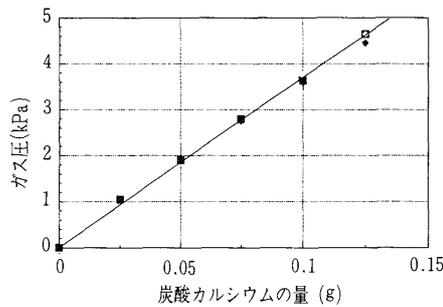


図一 炭酸塩含有量測定装置の例

から成る。

(3) キャリブレーション

- 反応容器中に炭酸カルシウム約0.02 gを入れる。
- 酸に溶けない小さな容器に入れた3 M 塩酸20 mlを反応容器の底に置く。
- 反応容器の蓋をして、しっかりとねじを締め、発生するガスが漏れないようにする。
- 上蓋の排気弁を開け、圧力計が0を示していることを確認する。
- 排気弁を閉める。
- 反応容器を揺すって、塩酸と炭酸カルシウムの入った容器を倒し、炭酸カルシウムが塩酸と反応するのを待つ。
- 圧力計の読みがそれ以上上がらなくなった時点でその読みをとる。
- 排気弁を開け、圧力計の読みが0まで下がったら上蓋を開く。
- 反応容器を水でよく洗浄し、紙などで拭いて乾かす。
- a) で炭酸カルシウムの量を約倍ずつ増やし、a) ~i)の操作を繰り返す。ただし、多量の炭酸カルシウムを用いると圧力計を壊すおそれがあるので、圧力計の容量を考慮して炭酸カルシウムの最大量を決定する。
- 炭酸カルシウムの量が約5段階になった時点で、発生ガス圧と炭酸カルシウムの関係が比例関係にあることを確かめる。もし、その関係が直線にならない場合には、ガスの漏れなどを点検した上で、再度



図—2 炭酸カルシウム試薬を用いたキャリブレーションの例

測定を繰り返して確かな関係を得る (図—2)。

(4) 測定

- a) 炭酸カルシウムの代わりに約 5 g の乾燥土試料を用いて、その質量 m_s (g) を計量し、(3)の a)~i) の操作を繰り返す。なお、十分な測定圧力が得られない場合には、試料の量を増やして再度測定を行う。
- b) (3), k) で得た関係図をキャリブレーションカーブとして、試料土の炭酸カルシウムの量 m_c (g) を決定する。
- c) 炭酸カルシウム含有量を式(1)で算定する。

2.3 測定結果の例

炭酸カルシウム含有量の代表的な測定例を表—1 に示す。得られた結果は後述の説明のように、堆積環境や物理・力学特性に関係している。

3. 炭酸塩含有量と堆積環境

海底土に含まれる炭酸塩は、コッコリス (石灰藻) や有孔虫の遺骸である。コッコリスや有孔虫は海水中のカルシウムイオンと炭酸イオンを取り込んで自ら炭酸カルシウムの殻を形成する。それらの遺骸が堆積して海底土に含まれる。したがって、炭酸塩含有量が少ない堆積土は、陸源物質が速く堆積する場所に存在する。一方、大洋底のように陸源の物質がほとんど堆積しない場所では、炭酸塩が極めて豊富な堆積物となる。例えば、大洋底の堆積物の炭酸塩含有量が60%を越えることは珍しくない。これに対して、湾堆積物や沿岸堆積物の炭酸塩含有量は、珊瑚礁などの例外を除けば約数%しかない。

炭酸塩が海底に堆積する速度は、少なくとも数百万年の間変化していないといわれている。

したがって、炭酸塩含有量は、珊瑚礁などの例外的な海域を除いて、陸源物質の堆積量に関係するので、堆積速度の指標となる。沿岸域においては、炭酸塩含有量の深さ分布は、海進および海退によって海岸からの距離が変化したことによって生じた陸源物質の堆積速度の変化を受けていることが考えられる。

一方、海成、汽水性、陸の堆積物では、炭酸塩含有量が異なることが考えられ、一般的には海成、汽水性、陸成堆積物の順に炭酸塩含有量が少なくなる。また、古い地層では炭酸塩が溶出し、その濃度が減少したり、また析出することによって濃度が増大する場合がある。このような例は、表—1 の佐倉市の成田層、静岡県森町の第

表—1 炭酸カルシウム含有量の測定例

場所	炭酸塩含有量 (%)	備考	
陸	佐倉市	0.176~0.955	深さ: 20~90 m
	成田層砂層 (海成)	25.1	90~99 m
		0.127~0.359	120~250 m
	静岡県 周智郡森町 (海成)	0.5 2~25 80	砂質泥岩 泥岩 凝灰岩およびノジュール
域	神奈川県 相模原	0.309, 0.758 0.084 0.365	土丹 (depth: 35 m) 土丹層中の砂 土丹 (depth: 50 m)
	富士山	0.2 0.4	須走り, 火山灰 太郎坊, 火山灰
	東京湾	0.95~2.13	
	相模湾	~4	
沿	駿河湾	0.2~12.1 27~47	珊瑚?
	大阪湾	~4.5 5~	大阪湾 友が島水道
岸	瀬戸内海	0.88~1.31 ~1.78	播磨灘 燧灘
	別府湾	1.6~4.6	
	土佐湾	0.49~5.98	四万十川沖
	桑名		ノジュール発達
大洋底	北大西洋	60~95	Water depth: 2 900~4 300 m, (Broecker & Peng, (1982) ⁴⁾)
	南太平洋	60~90	Water depth: 2 960~3 420 m, (Broecker & Peng, (1982) ⁴⁾)

三紀層あるいは桑名市の旧干潟に見られる。森町の第三紀層や桑名の例では炭酸カルシウムのノジュールが発達している。また、鍾乳洞は石灰岩中の炭酸塩が溶出して形成されたものである。このように、炭酸塩含有量は堆積環境および堆積後の環境と密接に関係している。

3.1 堆積速度

厚さ Δz のある層について、堆積速度が炭酸塩含有量によって表せることを示す。式(2)は、厚さ Δz だけ堆積するのに Δt 年を要したと仮定したときの炭酸塩含有量を表す。なお、添え字 i は考えている層が i 番目であることを示す。

$$c_i = \frac{m_{cv} \Delta t_i}{m_{svi} \Delta t_i} \times 100(\%) = \frac{m_{cv}}{m_{svi}} \times 100(\%) \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 m_{cv} および m_{svi} はそれぞれ炭酸カルシウムおよびその他の固体粒子の堆積質量による堆積速度 (g/y/cm²) である。ここで、 m_{cv} は層によって変わらないと仮定してある。式(2)より、

$$m_{svi} = \frac{m_{cv}}{c_i} \times 100 \dots\dots\dots (3)$$

一方、その堆積層の乾燥密度 ρ_{di} は、単位面積で考えて、

$$\rho_{di} = \frac{m_{svi}}{\Delta z_i \times 1} = \frac{m_{svi} \Delta t_i}{\Delta z_i \times 1} \dots\dots\dots (4)$$

式(2)と式(4)から、

$$\frac{\Delta z_i}{\Delta t_i} = \frac{100 m_{cv}}{c_i \rho_{di} \times 1} \dots\dots\dots (5)$$

ここに、式(5)の左辺は堆積厚さで考える堆積速度 (m/y) である。また、式(5)は次のように書き換えられる。

$$\Delta t_i = \frac{(c_i \rho_{di} \times 1) \Delta z_i}{100 m_{cv}} \dots \dots \dots (6)$$

式(6)は Δz_i の厚さの層が堆積するのに要する時間である。したがって、 n 層から成る地盤が堆積するのに要した年数 t は、

$$t = \sum_{i=1}^n \Delta t_i = \frac{\sum (c_i \rho_{di} \times 1) \Delta z_i}{100 m_{cv}} \dots \dots \dots (7)$$

3.2 瀬戸内堆積環境の例

海底土の堆積速度は式(5)から、また堆積物の年代は式(7)を用いて推定することができる。その場合、次の m_{cv} を用いることが可能である。

- (1) ある層の堆積年代が既知の場合は、式(7)を用いて m_{cv} を決定する。
- (2) m_{cv} を決定する方法がない場合は、 m_{cv} の値を仮定する。種々の堆積物において、 m_{cv} 値は約 $0.95 \text{ g} / 1000 \text{ y} / \text{cm}^2$ である²⁾。

例として、瀬戸内海備讃瀬戸(六島沖)から採取した堆積物の炭酸塩含有量等の測定値をもとに、堆積環境を推定した1例を図-3に示す。試料採取位置の水深は、26 m で、周囲(21~24 m)に比べて相対的に深い箇所である。

得られた柱状サンプルの最下層は陸成のものと判断された。その理由は次のようである。

- 1) 最下層は赤褐色を呈しており、その上の青灰色の堆積物とは明らかに異なる。
- 2) 試料最下層の炭酸塩含有量は0.5%以下で²⁾、それより上の層では大きな違いが見られる。
- 3) 当該箇所付近において、水深の大きい海域では、しばしば漁網にナウマン象の化石が掛かる。

これらのことから、この層はウルム氷期以前の洪積層の浸食面と考えられる。したがって、この場所の沖積層の厚さは、0.95 m と推定される。

式(5)を用いて計算した堆積速度は、図-3のように $0.12 \sim 0.23 \text{ cm/y}$ 程度である。また、その速度は、堆積物の圧密・凝縮効果を反映して深さ方向に減少の傾向にある。また、堆積年代を推定した結果、図-3に示すように、この地点で沖積層の堆積が始まったのは、約2600年前となった。この結果が妥当かどうかは、計算に使用した炭酸塩の堆積速度による。

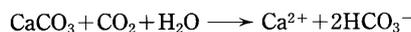
ここでの沖積層が相対的に薄いことを勘案して、ほかの一般的な海域で、例えば、沖積層12 m、堆積速度を 0.2 cm/y として考えてみると、沖積層の堆積が始まったのは、 $6000 (= 1200 / 0.2 \text{ y})$ 年前となる。この値は瀬戸内海

が形成されたときとされる時期に対応する。したがって、調査地点には、場所および地形的な条件から、瀬戸内海が形成されたとき、まだ海水が流入していなかったとも考えられる。

ここに示したような解析は、炭酸塩含有量の測定が非常に簡単であり、また解析も容易であるので、炭酸塩含有量を用いる堆積環境の解析を今後導入されることを推奨したい。ただし、海退の時期に陸化した地層が存在する場合には、その堆積期間が推定できないので、それより下層の堆積年代の推定はできない。その場合、海成層の堆積速度が推定できる。

4. 炭酸塩と物理・力学特性

海底土や海成土において、炭酸塩含有量と強度には強い関係があることがわかっている^{1),5)}。また、古い海成土や新しく堆積した土でも炭酸塩のノジュールが形成されることがある^{1),6)}。このような事実は、生物源の炭酸塩がある条件下で溶解し、また再析出することを示すのであろう。その反応は次のように考えられている。



4.1 炭酸塩と強度の関係の例

図-4は、瀬戸内海燧灘から採取した柱状サンプルの各種物理および化学的性質の鉛直分布を示す。粒度試験結果から、5.5 m の深さまでほぼ均質である。これに対して、ペーンせん断強さは増減を繰り返し、かなりのばらつきを示す。これまでは、このようなばらつきは粒度分布の違いや試料の乱れを原因として解釈されていた。しかし、炭酸カルシウムの測定値を加えてみると、せん断強さの増減が、炭酸カルシウム含有量の深さ分布と極めてよく一致する。このような傾向は、その他の海底土においても同様で^{1),5)}、せん断強さが炭酸塩含有量の影響を受けることが明らかとなった。

ここで注意しなければならないことは、力学試験に使用した供試体を炭酸塩含有量の測定用試料とすることである。ほぼ同じ深さから採取した土であっても、上に述べたように1年の堆積速度は1 mmにも満たないこと

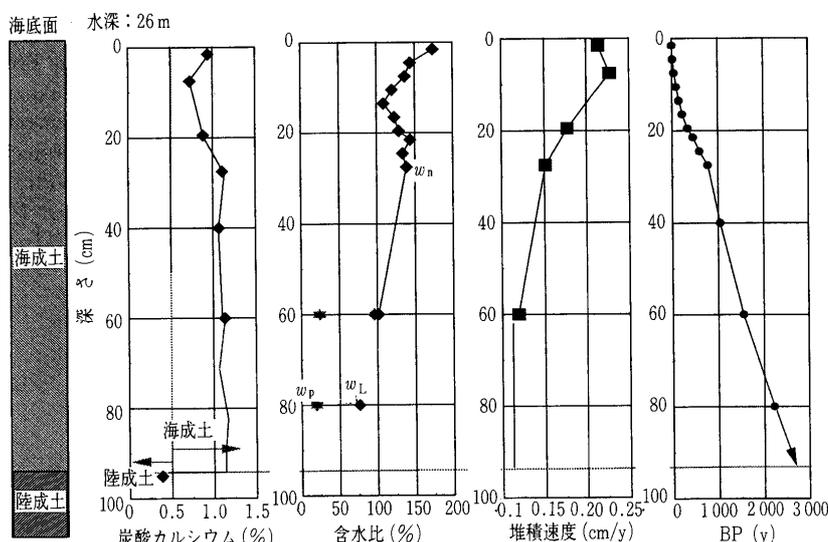


図-3 瀬戸内海堆積物の堆積環境の推定例

が多い。そのため、炭酸塩含有量は、深さ方向に微妙に変化する。したがって、炭酸塩含有量の測定では、力学試験用供試体を代表する値を得る必要がある。ちなみに、ベーンせん断試験では、ベーンに付着している土を測定用試料とするのが望ましい。一軸圧縮試験では、試験終了後に含水比用として供試体の上・中・下の3箇所からとり、含水比試験を終えたそれぞれの試料について炭酸塩含有量を測定する。それらを平均した値を、炭酸塩含有量とするとよい。

4.2 間隙比

図-4において、間隙比や含水比は炭酸塩含有量が示す分布とは逆の傾向を示す。これについて、土に炭酸カルシウムが入った分だけ間隙比が減少するとの見方もあるが、沿岸堆積物では炭酸カルシウムの増減量は極めて少なく、その増減のみによって影響する間隙比の増減はわずかである。したがって、結果に現れる間隙比や含水比の増減は、炭酸カルシウムの混入で、間隙が埋まったことによるものではなく、炭酸カルシウムによる粒子凝集に基づく凝縮効果とみられる。

粒度分布が深さ方向に大きく異なる場合には、まず層を粒径などで区分し、それぞれの層内で炭酸塩の影響を見るとよい。

5. 層序

図-3, 4の炭酸塩含有量の深さ分布からわかるように、その値は増減する。したがって、その増減の傾向は堆積環境と関連していると考えられる。そこで、異なるボーリング位置から得られた炭酸塩含有量分布を照らし合わせることによってその層序を同定できる。合わせて、炭酸塩含有量から海成か陸性堆積物かの判定も可能と思われる。

6. 結論

地盤中の炭酸塩含有量の測定は、簡便法によって簡単に行うことができ、その測定精度は高い。

海成土の中に含まれる炭酸塩は生物源で、それが形成される際の堆積速度や層序など堆積環境の指標となる。このような炭酸塩が溶解・再析出することによって、土のセメンテーションが起こる。その効果は極めて大きい。また、同時に炭酸塩による凝縮効果が起こる。長い間に

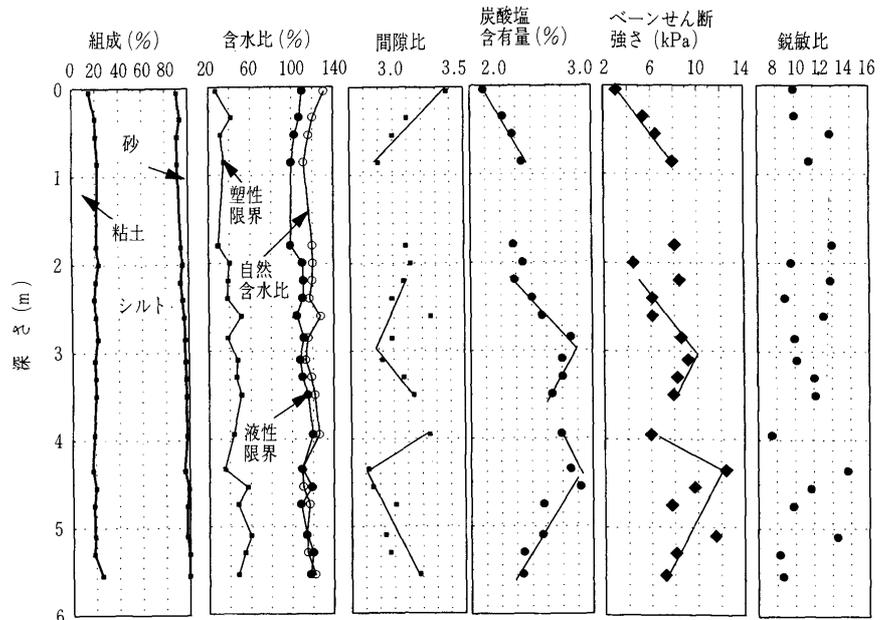


図-4 瀬戸内海燧灘における堆積物の特性

は、炭酸塩が溶解・移動し、ノジュールの形成や炭酸塩の凝集が起こり、種々の地盤工学的問題となる。

7. 謝辞

本研究を行うに当たり、多くの方のご協力またはご支援をいただいた。ここに、謝意を表します。特に、東海大学大学院生の湊太郎、井出智彦、矢内正洋、高見裕樹君は現地調査や室内測定において、重要な役割を果たした。

参考文献

- 1) Fukue, M., Nakamura, T. and Kato, Y.: Cementation of soils due to calcium carbonate, *Soils & Foundations*, 39 (6), pp. 55~64, 1999.
- 2) Fukue, M., Nakamura, T., Kato, Y. and Naoe, K.: Correlation among carbonate content, accumulation rate and topography of seabed, *Soils and Foundations*, 36 (1), pp. 51~60, 1996.
- 3) 加藤義久・岡部史郎：海底堆積中の炭酸塩の高精度迅速ガス定量法，東海大学紀要，海洋学部，Vol. 27, pp. 1~8, 1988.
- 4) Broecker, W. S. and Peng T-H.: *Tracers in the sea*, Eldigio Press, New York, 1982.
- 5) Fukue, M. and Nakamura, T.: Effects of carbonate on cementation of marine soils, *Marine Georesources and Geotechnology*, 14, pp. 37~45, 1996.
- 6) 藤田ほか：すべり崩壊地の固結土のセメント効果と炭酸カルシウム含有量，第27回土質工学研究発表会，pp. 1211~1214, 1992.

(原稿受理 2000.9.8)