砂岩層中にみられる流動化・液状化による変形構造

—宮崎県日南層群の例と実験的研究—

辻 隆司*・宮田雄一郎**

Fluidization and liquefaction of sand beds

—Experimental study and examples from Nichinan Group—

Takashi TSUJI* and Yuichiro MIYATA**

Abstract The sandstone beds of the Tertiary Nichinan Group in Miyazaki Prefecture show various deformation structures due to fluidization and liquefaction. The sand fluidization makes : (1) Tube dewatering structures (newly defined), (2) Pillar structures and dish structures, (3) Funnel structures (newly defined), (4) Flat surfaces of sand beds. These structures can be explained by the characteristics of the sediments, as supported by tank experiments. On the other hand, the sand liquefaction makes such larger scale deformations and collapses as : (5) Lateral discontinuities, block disintegrations and amalgamations of sand beds, and (6) Mudstone clast aggregates. (7) The enigmatic convolute laminations may be formed by Rayleigh-Taylor wave perturbation during sand fluidization. The episodic water supply for fluidization could have originated from the excess pore water due to sand liquefaction in this area. Both liquefaction and fluidization phenomena could, therefore, occur in the same period.

はじめに

宮崎県日南市大堂津猪崎には、海成の砂岩・泥岩およびそれらの互層で構成される第三系の日南層群が分布する (Fig. 1)。この地域からの示準化石の報告はまだないが、最近の研究 (勘米良ほか, 1984; 坂井ほか, 1984; NISHI, 1985) によると、付近の南郷地域の日南層群からは Blow の化石帯の P21-N4 を示す有孔虫が報告されている。ただし、勘米良ほか (1984)、坂井ほか (1984)、艸場 (1986) などが示したように、日南層群は全体として大小のブロックが乱雑に再配列したオリストストロームと考えられている。本論で述べる猪崎の岩体はオリストストロームに囲まれているのでオリストリスのひとつと

みられている。

猪崎ではいくつかの砂岩層にフルートキャストが顕著に発達するほか、ロードキャストの見られるものが多い。ところどころに *Paleodictyon*, *Nereites* など *Nereites* 相の生痕化石を産する。猪崎の海岸露頭には次に示すような砂層の流動化や液状化によって形成されたと考えられるさまざまな堆積構造・変形構造が見られる。その中には、これまでに報告例のないものや、成因の明らかでなかったものも含まれている。

- (1) チューブ状脱水構造 (Tube dewatering structures; 新称)
- (2) ピラー構造および皿状構造 (Pillar structures and dish structures)
- (3) ロート状構造 (Funnel structures; 新称)
- (4) 平坦な砂層堆積面 (Flat surfaces of sand beds)
- (5) 砂層の側方不連続・ブロック化および融合 (Lateral discontinuities, block disintegrations, and amalgamations of sand beds)

1986年11月4日受付。1987年9月7日受理。

* 石油資源開発株式会社技術研究所。Central Technical Lab. of Japan Petroleum Exploration Co. Ltd. (JAPEX), 3-5-5 Midorigaoka, Hamura-cho, Nishitama-gun, Tokyo, 190-11 Japan.

** 石油公団石油開発技術センター。Technology Research Center of Japan National Oil Corp., Fukoku-Seimei Bldg., 2-2-2, Uchi-saiwai-cho, Chiyoda-ku, Tokyo, 100 Japan.

Fig. 1. Index map and outline of the Tertiary Nichinan Group at Izaki, Miyazaki Prefecture.

(6) 泥岩片の集合岩体 (Mud clast aggregates)

(7) コンボルト葉理 (Convolute laminations)

これらのうち、(1)～(4)は主として、砂層の流動化現象 (fluidization) に、(5)～(7)は砂層の液状化現象 (liquefaction) に関連して形成されたと考えられる。ここで、砂層の流動化現象とは、堆積層の下方から流体を吹き上げ、浮遊状態に保つことを意味する。他方、液状化現象は地震動などの繰り返し応力などを受けた堆積物が粒子間応力 (有効応力) を失って浮遊・流動状態になることをさす。したがって、堆積物粒子が浮遊状態になる機構が両現象で異なっており、それによる変形様式や規模も異なる。本論では、前半においてその産状を詳細に記載し、後半ではその成因を水槽実験の結果をもとに考察する。また、流動化の構造に伴われるコンボルト葉理について問題提起を行う。

なお、本論文は辻が九州大学大学院修士課程で行った研究と、辻・宮田が野外・室内で共同で行った研究の中

心にまとめたものである。その間、九州大学理学部の勘米良亀齡教授、小川勇二郎助教授には終始指導と助言を賜った。また、石油資源開発株式会社 片平忠実取締役、荒木直也次長、鈴木勝王主査、秋葉文雄主任、竹花康夫氏、九州大学の佐野弘好氏には粗稿を読んでいただき、九州大学の坂井 卓氏、利光誠一氏、建設技術研究所の井宮 裕氏、日本大学の古家英氏には野外・室内で議論していただいた。さらに、生駒山宇宙科学館の山中正宏氏には実験を補助していただき、京都府丹後町立間人中学校の藤村孝信氏には砂試料を提供していただいた。これらの方々に厚くお礼申し上げる。

流動化に関連する変形構造

I. 記載

1. チューブ状脱水構造

猪崎の南方の海岸における日南層群ほか、宮田が対州層群 (長崎県下県郡) に見いだした構造で、従来の報告例

は知られていない。厚く成層した塊状・中粒の砂岩層にまれに見られる。Plate I-1, 2 および 3 に露頭における産状を示す。これは幅 2~10 mm, 長さ 5~30 cm 程度の層理にほぼ垂直に延びる細長い円筒状の構造で、チューブ状構造の内部は砂粒間の暗色の粘土質基質に乏しいため白っぽく見えるが、砂粒間の変位はないようである。上限・下限がその上位あるいは下位の地層まで延びるものは見られない。後述の皿状構造と共存し、それを貫いているものも見られる (Plate I-3)。Plate I-4 は同試料の軟X線写真で、チューブ内がX線をよく透過するために白っぽく写っていることから、粘土質基質の少ないことがわかる。

2. ピラー構造および皿状構造

両者とも厚く成層した、塊状で主として中粒の砂岩層に見られるもので、猪崎の海岸露頭では厚さ 1 m 以上のほとんどの砂岩層に観察することができる。Plate I-5 に示したように、皿状構造は暗色の粘土質の細粒物質がほぼ水平の皿状に濃集した構造で、一般に見かけの幅が 3~10 cm 程度のものが幾重にも重なっている。一方、ピラー構造は層理とほぼ垂直に延びた長さ 1~10 cm 程度のチューブ状ないし脈状の構造で (Plate I-5)、チューブ状脱水構造と同様、皿状構造に密接に伴われるが、これは皿状構造の周縁部を形づくることもある。また、時おり皿状構造を貫いて形成されたように見えるものもある。しかし、チューブ状脱水構造と異なり、粘土基質ばかりでなく砂粒もまた構造の外形に沿って移動しているように観察される。

皿状構造はその特異な形態のため従来から注目され成因が問題となっていた (LOWE & LOPICCOLO, 1974; ALLEN, 1982)。この成因を検討するにあたり、形成機構を示唆する次のような露頭で見られる特徴に着目した。

- (1) 層理に垂直な面において、個々の皿状構造はその幅が上方に向かって減少する傾向がある。
- (2) 1 枚の皿状構造において、粘土基質の含有率は底面で最大で、上方に向かって減少する。このことは軟X線写真によく現れている (Plate I-6, 7)。
- (3) 既存の葉理を切ることがあり (Plate II-1, 2)、その場合に皿状構造の上側でその葉理が消えていることがある (Plate II-1)。
- (4) しばしば斜めに雁行状に配列する (Plate II-2)。
- (5) ピラー構造を密接に伴う (Plate I-5)。
- (6) 皿状のくぼみ方 (concavity) は上位のものほど大きい傾向がある。

本構造は後述の水槽実験において形成に成功し、上述の諸特徴のほとんどをその形成過程から説明できること

Fig. 2. Sketch figures of funnel structures observed at Izaki. These features resemble spouting type fluidization of Fig. 9. The funnel structure of b has two feeder roots and that of c has a long feeder route.

が明らかになった。

3. ロート状構造

砂(岩)脈は一般に流体化した砂が周囲の地層の割れ目に沿って流動・貫入して形成されたものと考えられている (林, 1955 など)。ところが、今回これと類似してはいるが明らかに成因の異なると思われる構造を見いだした。それは Plate II-3 および Fig. 2 に示すように、厚さ 10 cm 以上の砂岩層中に形成された層理にほぼ垂直な逆円錐形の構造で、砂岩層上面に例外なく達しているのが特徴である。これをロート状構造と呼ぶ。層厚 2 m 以上の砂岩層に形成されたものでは、円錐の下端からチューブ状に砂岩層下面にまでピラー構造または砂岩脈状のものが延びている。下位の泥岩層にはロート状構造の延長上またはその近くにいわゆる砂岩脈の見られることも少なくない。

砂岩層に葉理が見られる場合には、それらがこの構造に向かってしだいに下方に湾曲することが多い。ロート状構造そのものの内部には外形と調和的な葉理に似た粒子配列が見られる。

4. 平坦な砂層堆積面

一般に砂岩層上面が数 10 m といった広い範囲にわたって平坦になるのはむしろまれな現象である。猪崎の砂岩層は後述のように側方の連続性に乏しく層厚変化も少なくない。そのなかであって厚層砂岩層の上面が露頭で見られるかぎり延長 10 m 以上にわたって非常に平坦なことがある。しかも、その上部はコンボルト葉理の発

Fig. 3. Sketch diagrams of three selected sandstone layers c, d and e, showing convolute lamination at Loc. β (Fig. 1). Note that c and d in the left side show convolutions simultaneously developed with a mudstone bed between them. Grains spouted out on the surface of sand bed d accumulate with cross laminations.

達により大きく乱れており、その変形が砂岩層最上部にまで及んでいるのが見られる。皿状構造のような内部変形構造を示す砂岩層にも見られることがある (Plate II-4)。

猪崎に見られる典型的なものは、層厚約 2.5 m の砂岩層で、下部には皿状構造が密集し、上部には半波長・振幅とも 50~100 cm におよぶコンボルト葉理が発達している (Fig. 3)。このコンボルト葉理は砂岩層最上部までを変形させている。この中の葉理を追跡すると上面を超えて連続し、あたかも上部が削剝されたような形態となっている。ところが、必ずしも上面の削剝によらずとも平坦な面が形成されることが ANKETELL *et al.* (1969) によって示され、その成因についてはさらに検討が必要と考えられる。

II. 水槽実験

1. 装置・試料および実験方法

砂層の流動化現象の観察のため、Fig. 4 に示すような水槽を製作した。砂層の下位からはメッシュスクリーンを通して任意の水頭差で水を供給できるようにしてある。実験には 2 種の天然の石英質砂を試料として用いて

行った。

これらの粒度分布を Fig. 5 に示す。実験は水槽中に厚さ 48 cm の砂層を堆積させたものについて行った。実験開始前の砂層の間隙率・浸透率は各砂について、それぞれ、約 46%、約 4 ダルシーおよび約 47%、約 6 ダルシーである。さまざまな流動化様式を観察するため (1) 水中に砂を少しずつ沈積させ葉理を作る。(2) 透水性をコントロールするため泥・極細粒砂を最大 10 wt.% 混合するなどを試みた。さらに、変形の過程は 35 ミリカメラおよびビデオテープレコーダーに記録して解析した。

2. 観察結果

2-1 チューブ状脱水構造

この構造の成因としては、おそらく上方へ脱水しようとする間隙水が砂層内でチューブ状に集中して流れ、粘土鉱物を主体とした細粒物質を運搬した結果と考えられる。この構造の形成過程は水槽実験で再現することができる (Plate II-5)。まず含水率の高い堆積直後の粘土層 (白っぽい部分) の上位に砂を堆積させると、懸濁していた粘土粒子を含む砂層ができる。しばらくすると、その砂層の荷重で主として粘土層から間隙水が絞り出され、

Fig. 4. Water tank apparatus designed for experiments of a sand bed fluidization. Δp represents pressure difference between top and bottom of the sand bed.

これが砂層中を通るときに野外で見られるのと同様な構造が形成される。この写真ではチューブ内は白色の粘土粒子を欠き、透明な水で砂粒子間が満たされているため黒っぽく写っている。また、別の実験では少量の粘土分を混ぜた砂層に、水頭差を生じさせて下方から水を供給し、砂層内に浸透させた時にも同様の構造の形成が見られた。後者の場合、粘土粒子の代わりにアルミニウムの微粉末を用いるとこれらがチューブ内を運搬されていく様子をよく見ることができる。いったんある程度の過剰水圧に達すると透水性が増して、チューブ状に集中した水の流れが形成され、その結果アルミニウム微粒子が運搬され始める。この流れはチューブを上方に成長させる。しかし、砂粒子が運搬されるほど強い流れではない。砂層上下の水頭差を大きくしてより大きな過剰水圧を加えると見かけの流速が増し砂粒も変位を生じて全体が流動化することになる。したがって、チューブ状脱水構造は全体が流動化するほど大きな水頭差のもとではなく、比較的小さな水頭差のときに形成されるといえる。

なお、これに類する構造として ALLEN (1961) の sandstone-plugged pipe, STEWART (1956) や COLEMAN (1965) の air heave structure が挙げられる。しかし、

Fig. 5. Grain size distribution curves of sand used for experiments.

A ; Collected from Gannosu beach, Fukuoka Prefecture.

B ; Collected from Kotobiki beach, Kyoto Prefecture.

前者はチューブ内の砂粒が別の場所からもたらされたと考えられるものであり、後者は周囲の堆積構造を乱しているという点で形態が異なり、成因的にも区別されるものである。

2-2 ピラー構造および皿状構造

皿状構造の成因に関しては先に挙げた LOWE & LO-PICCOLO (1974), および ALLEN (1982) の議論があるが、いずれも産状から推定したものであって、上記の特徴をすべて説明できるものではない。著者らは、成因を解明するため露頭での観察事実に基づく形成条件をいくつか想定した上で、水槽実験を行ってその形成に成功した (辻, 1983, Plate II-6)。形成過程を要約すると以下のとおりである。

Fig. 4 に示す水槽に少量の泥を混ぜた砂を満たし、下方から水を供給して砂層上下面間に水頭差を増す。その時、砂層内に水で満たされた板状の空洞 (water filled cavity) が開いて上位の砂層を持ち上げることがある (Fig. 6-1)。これは供給された水が粒子間を浸透通過できる限界水頭差を超え、しかも砂層全体が流動化して攪

Fig. 6. Process of dish structures development in the water tank experiment.

These sketches are traced from the pictures of VTR recorder. 1 : Thin platy water-filled cavity opens at the lower part of the sediment column, and thickens with the uplifting of the roof. Clay particles which are entrained by upward water flow through the underlying sand layer settle down and accumulate on the cavity floor, because of the sudden reduction of a flow velocity in the cavity; 2 : The cavity roof collapses at the right side and sand grains fill the cavity progressively forming a mud rich layer below them; 3 : Water with suspended clay particles in the cavity escapes upward and migrates up through the overlying sands; 4 : A second cavity halts in the middle right; 5 : The second cavity begins to collapse; 6 : The first cavity closed entirely to form a dish (a), while the second cavity makes another dish (b), and the third cavity migrates stepwise to the upper left side; 7, 8 : The third cavity migrates upward, and it is divided into two cavities. And these two cavities make dishes c and d, respectively, and these are gradually closed. Dishes formed in this experiments are shown in Plate II-6. Triangles in 7, 8 indicate the identical level.

拌されるまでには達しない場合である。また、チューブ状脱水構造の項で述べたように下方からの脱水がチューブ状に集中し、それが上方に成長していくことがある。しかし、チューブ内の流速がチューブ状脱水構造形成のときより大きい砂粒の変位を伴うことも多い。その先端がある高さに達した時、その先端部に空洞が形成し始めることがある。この時、空洞中にはチューブ状の脱水路からより多くの水が供給される。このチューブ状の脱水路中に砂粒の変位がないものは、前述のチューブ脱水構造として残され、砂粒の変位があるものはピラー構造として残される。空洞が形成された後も水はその上面から浸透通過していくが、下方から供給される水量の方が大きい空洞は次第に上へ拡大していく。もし、浸透性の低い泥に富む葉理などがあれば、空洞はその下面に形成されやすいが、必ずしもそのようなものが存在するようには見えないところにも生じた。下位の砂層中から運搬されてきた泥粒子は空洞に達して流速が急激に減少するため空洞の底に沈澱する。この時、砂層の上下間の水頭差を少し下げてやると空洞中の圧力が低下し空洞は重力的には不安定になり、上面から砂粒が落下して崩壊していくことになる。同時に空洞自身は上昇することになる (deroofting, Fig. 6-2 以降)。このとき崩れ落ちた砂粒は沈澱していた泥を巻き込みながら泥中に堆積する。そして、粘土基質が底面で多く、上方に減少する葉理が形成される。また、空洞の断面の形態はレンズ状であるため、その葉理は皿状の形態を持つこととなる。上昇する空洞が空洞中の圧力と空洞より上の砂層の単位面積当たりにかかる湿潤重量が釣り合ったところで再び停止すると、そこで、上記の過程を繰り返す。こうして1個の空洞の上昇で複数の皿状構造が形成されていく。空洞がその上面の一部を突き破るようにして急に上昇すると、その通路が流動化を起こしピラー構造として残される。初めに形成された大きな空洞が上昇の途中で分裂して小さくなることもしばしば見られた。このことは皿状構造の幅が上方に向かって減少することを示す。また、空洞の上面が崩壊せずそのまま沈下して閉じることもある。これは空洞中の水の発散に伴って空洞内の圧力が徐々に減少した場合である。

一方、皿状構造がコンボルト葉理等の堆積構造のある砂層中に形成される場合には、皿状構造がコンボルト葉理に重複するのが見られるだろう。空洞が崩壊せずに閉じた場合は両構造は重複するだけである (Plate II-2) が、空洞の天井が崩壊する場合は、皿状構造のすぐ上位ではコンボルト葉理等の以前から存在していた堆積構造は乱されて失われる (Plate II-1)。これらの皿状構

Fig. 7. Schematic process of dish and pillar structures development based on the water tank experiments. Each arrow in each sketch shows the water flow direction and its length indicates the relative velocity of water flow.

As the pressure difference (Δp) within the sand bed increases ;

A. The dewatering channel filled with fluidized sand comes up.

B. A cavity opens at the head of the tube dewatering channel where the submerged weight of the sediment column per unit area equals to the water pressure in the cavity.

C. The cavity grows in accordance with the increase of the water volume supplied mainly from the tube dewatering channel below. The clay particles settle down to accumulate on the cavity floor due to sudden reduction of a flow velocity in the cavity.

When the pressure difference (Δp) decreases slightly, there are three types of the cavity behaviors.

Case 1 ; When the cavity roof collapses rapidly with some fractures at the roof, some lumps of sand grains fall down from the cavity roof. At the same time, the cavity water rises rapidly, extraining some sand grains upwards. This kind of dewatering route can be reserved as a pillar structure.

Case 2 ; The pressure difference (Δp) decreases slightly less than that in the case 1. The cavity roof collapses, and sand grains fall down grain by grain from the cavity roof onto a mud rich floor. At the same time, the cavity migrates upward. There are two sub-cases in this case. One of them is collapse of the cavity roof starting from one side of the roof. The other case is this collapse starting from all over the roof.

Case 3 ; The pressure difference (Δp) decreases very slowly. The cavity roof sinks down without collapse, of the cavity roof and the cavity closes. This is the only case that the primary structures just above the dish could be preserved.

造の形成過程を Fig. 7 に模式的に示す。

以上の形成過程から前述の露頭で見られる(1)~(5)の特徴を説明できることがわかる。そして、この一連の機構は ALLEN(1982)の aggregative fluidization の一種と考えることができる。

2-3 ロート状構造

これは下位の地層から浸透してきた水が局所的に集中したために砂層が流動化して形成されたものと考えられる。水槽実験では、水の供給がある入口に集中した時にこのような構造の形成を見ることができた。すなわち、

皿状構造形成に用いた水槽(Fig. 4)で、たまたま砂層を支えるメッシュスクリーンに小さな破損箇所があってそこを通過して水が集中的に供給されたのである。水頭差を次第に増加させていくと、この破損箇所の上から急激に流動化が始まり側方へはあまり広がらず上方へ発達し、砂層上面に達する。この著しく流動化した部分は逆円錐形をしており、内部で速い対流状の運動を生じている。水底すなわち砂層上面にまで運ばれた粒子は円錐の側壁に沿って沈んでいくが、上面から側方にあふれ出す粒子もある。しかし、それらは砂火山のような高まりをつくることはなく、水平な堆積面を保っている。これは流動化が継続して起こり、周囲の地層もこの付近では初期流動化に近い段階に達しているからであって、あたかも高密度の流体のようにその自由表面を水平に保つためと考えられる。このことは実験中、周囲の砂層の粒子は運動しているようには見えないが、手をいれてみると流体のように抵抗なく流動することからもわかる。一方、対流状の運動が継続すると、その中で粒子の分級が見られ、沈降速度の大きい粒子ほど下部および外側に次第に濃集する傾向が現れてくる。また、初期流動化近くに達した近傍の砂層からそれよりかさ密度・見かけの粘度ともに小さい対流部へ向かって粒子が徐々に移動するため、周囲の砂層内の葉理はこのロート状構造に向かつて落ち込むように湾曲していくのが観察された。この間、ロート状構造をつくる fluidization channel の位置はほとんど変化しない。

これらの観察事実は砂岩層中のロート状構造の形成過程をよく表している。一見砂火山のような噴出構造とも見えるけれど、砂のほとんどは下方から噴出してきたものではなく、その場で流動化したものである。この点でも砂(岩)脈とは明らかに区別できる。また、Lowe (1975)の Type B ピラー構造の一つ(Lowe, 1975, Fig. 4-b)とピラー構造およびその周囲の構造が似ている。Lowe(1975)はこのピラー構造に向かつての落込みを fluidization channel の移動によるものとしている。また、この fluidization channel 内の砂粒子、水の動きが一方向と考えているようである。ここで述べたロート状構造は前述のように fluidization channel が移動しなくてもこの構造に向かつての葉理の落込みが形成され、また、fluidization channel 内の砂粒子・水は対流する。

2-4 平坦な砂層堆積面

実験水槽内の砂層全体が初期流動化あるいはそれ以上に流動化すると粒子間接触による有効応力が著しく減少するため強度を失って、いわば高密度の流体のようにふ

るまう。砂粒が完全に浮いた状態で空隙率が 45% とすると見かけの粘度は水の 5~10 倍にすぎない(平井, 1977)。その結果、上面の起伏は次第に失われて上位の水の層と砂層間の自由表面は水平を保とうとする。こうして少なくとも流動化している間は砂層表面が平坦かつ水平になろうとする。こうして流動化している時には強度が低下するので変形を生じたり、あるいは一部で砂が噴き出したりすることもあるだろう。仮にそのような変形や噴き出した砂の局所的な再堆積が起こったとしても、流動化した砂層全体の流動で補われて水平な表面を保とうとするものと考えられる。実験水槽でこの平坦化のようすを見ていると、表層の粒子が細かく躍るように運動しているのが認められる。

一方、こうして流動化した状態にある時、上方に強い流れがあれば、表層物質は固定層に比べてはるかに運搬されやすいため、活発な削剝・再堆積が生じると考えられる。また、流れの曳力で砂層を剪断するような変形構造が形成される可能性もある。

少なくとも猪崎をはじめ野外で観察されたコンボルト葉理が上面で侵食されたように見える部分も、注意深く見ると葉理が表面で明瞭に切られているところのないことがわかる。ごく表層の数 mm の部分では葉理が不明瞭になっており、表面で高角度に切られるものは見られない。このことはコンボルト葉理の形成と同時に上面の平坦化が進行したという推論を裏づけるものと考えられる。

III. 流動化についてのまとめ

以上の変形構造をもたらしたと考えられる砂層の流動化現象について従来の研究・実験結果(白井, 1973; Lowe, 1975; Allen, 1982)をまとめ、諸構造の形成条件を考察する。

Fig. 4 のような装置を用いて下方から水を供給し砂層内を浸透させると圧力損失(Δp)を生じる。この時、見かけの流速(v , 流量を砂層断面積で割ったもの)が増大するにつれ固定していた堆積物(固定層, fixed bed)は一定の流速を超えたときから流動化を始める。この時の流速を v_{mf} (minimum fluidization velocity)といい、堆積物の湿潤重量と Δp のバランスがとれた時である。流動化が始まるときは表面の粒子が躍ったり、小泡の上昇が見られたりする。このとき砂層全体は膨張しているが、外見上は何の変形も見られない(quiescent bed)が、少し時間が経過すると直ちに流動化して粒子が運動を始める。さらに流速を増して流動化が盛んになると粒子運動は活発になる。はじめのうち Δp は v に比例しているが、 v_{mf} を超えても Δp は堆積物湿潤重量を支えるだけ

Fig. 8. Diagram showing the fluidization process in experiments (modified from ALLEN, 1982).

As the superficial fluid velocity v rises above zero, the pressure difference (Δp) across the bed increases linearly along the line A-B-C. Incipient fluidization is attained at point C, the superficial velocity v being v_{mf} . Provided that the fluidization is particulate, and that no grains are swept from the tube, the pressure difference (Δp) keeps subsequently almost

constant, following the line C-E. On decreasing the superficial velocity v the pressure difference (Δp) follows the path E-C-D. On raising the superficial velocity v again, the path D-C-E is retraced identically. As the superficial velocity v exceeds the point E, the grains in the tube are washed out, and then the pressure difference (Δp) decreases along the path E-F.

の力を上回ることとはなく、 v に無関係となる。このことを示したのが Fig. 8 である。しかし、さらに流速が増して粒子の沈降速度を上回ると、砂は流失してしまい Δp はゼロとなる。

流動化のしやすさは v_{mf} の大きさに表すことができ、 v_{mf} を支配する要因については従来の研究、白井 (1973) を例にまとめると；

- (1) 層厚と v_{mf} はほとんど無関係である。
- (2) v_{mf} は粒径 D とともに増大し、層流域では D^2 に比例する。
- (3) v_{mf} は粒子密度 ρ_s と流体密度 ρ_f の差に比例して増大する。
- (4) 流体の粘性が小さいほど v_{mf} は大きく、粘性係数 μ に逆比例する。

これらをまとめると層流域での v_{mf} は次の式で表される。

$$v_{mf} = C_{mf} g D^2 (\rho_s - \rho_f) / \mu$$

ここで C_{mf} は比例定数である。白井 (1973) によると、層流域ではすべてこの式に従っており、 $C_{mf} = 8.0 \times 10^4$ ($\pm 50\%$) である。一方、流動化の上限の流速 (v_∞) は沈降式と同様に、粒子が流体から受ける抵抗が層流域では v に比例し乱流域では v^2 に比例することから求めることができる。その結果、 v_∞/v_{mf} 比が層流域で 66.6 と大きく、乱流域で 8.17 となる。このことから、粗粒の碎屑物は乱流域での流動化は生じうる流速の範囲が限られることがわかる。LOWE (1975) によると、 v_{mf} は粗粒砂で沈降速度の 1/10、細粒砂で 1/100 程度となっている。

次に、流動化の状態は粒子の種類その他の条件によってさまざまに変化する。ALLEN (1982) はこれを Fig. 9 のようにまとめた。すなわち、初期流動化以降、均一に

流動化が進む場合 (particulate fluidization) と、不均一に進む場合 (aggregative fluidization) があって、後者はさらに channeling, parvoids, bubbling, slugging, および spouting に分けられる。これらのタイプがどのような場合に現れるかは、従来の実験結果から次のようにまとめることができる (白井, 1973; ALLEN, 1982)。

Particulate fluidization は、よく分散された均一な流動層をつくるもので、流体と粒子の密度差が小さく、流体の粘性が大きく、粒径の小さい場合に生じやすい。逆にそうでなければ aggregative fluidization になる。ふつうは空気や高温の火山ガスでは後者が、水中の碎屑物には前者が生じるといわれている。

Channeling では、局所的に生じた不規則な通路を流体が通り抜けていくので、多少流速を増しても全層が流動化することは望めない。これは粒径が小さく、水槽断面面積が大きく、流速の小さいとき生じやすい。石英シルトのような細粒物質や粘土鉱物のように表面力の顕著な物質に現れる。

Parvoids (partial voids) は、平坦で不規則形の空洞がシート状の粒子層に隔てられて幾重にも形成されるもので、粒子が空洞上面から落下して底にたまるため、相対的に空洞そのものは上昇していく。この現象はあまり一般的でない。

Bubbling はしばしば生じる形態で、流体の注入口から発生した気泡あるいは液泡が上昇とともに主として集合することにより大きくなる。さらに流速を上げるとこれが容器の幅いっぱいになって slugging へと移行する。この空洞 (泡) は流体の供給で上に膨張し、あるところで崩壊して上の堆積物が落下するというピストン運動を繰り返す。両者とも入口の流速分布が不均一のとき、粒子

Fig. 9. Schematic diagram showing the particulate and aggregative fluidization of various styles (after ALLEN, 1982).

v ; superficial fluid velocity, v_{mf} ; superficial fluid velocity of minimum fluidization.

比重が大きく球形に近いとき、粒径が大きいとき、層厚が大きく容器径が小さいとき、また、流動層の見かけの粘性が大きいとき生じやすいとされている。

Spouting は流動化に含めないとされることもある。流体がオリフィスのような狭い入口から供給されると、そこから発生した流体ジェットに運搬された粒子は対流状に沈み込んでいく。

流動化が全層に広がると時には沸騰する液体のように見えるので boiling と呼ぶことがある。ここでさらに流速を大きくして粒子の沈降速度以上になると流失してしまう。

このような観察は主として化学工業分野で行われており、粒子の混合・諸反応・輸送に役立てられている。しかし、流動層容器の大きさは天然の砂層に比べて水平方向の広がり小さく、注意はもっぱら上下方向の現象に向けられてきた。そのため、上述の結果をそのまま天然砂層に適用することには無理があるが、砂層中のさまざまな変形構造の形成条件をそこから考察してみる。

チューブ状脱水構造では、粘土粒子が洗い出されているが砂粒子の変位が認められないことから、流動化の初期から channeling の形成に至る流速の小さい段階で形成されたものと考えられる。PLINT(1983) は、おそらくこの channeling によって形成されたと考えられるパイプ状の構造を報告している。次に、ピラーおよび皿状構造は著者らの実験からも明らかのように、空洞の形成される parvoids, bubbling, あるいは slugging に相当する。とりわけ空洞の移動・上昇過程は parvoids に似ている。しかし、形態的にはそれほど平坦でなく bubble に近いこともある。いずれにしても空洞の上昇過程の中に休止期がないと皿状構造は形成されないもので、これらの一種ではあろうがまったく同じ現象として説明できるわけではない。さらに空洞の移動はステップ状のことも多く、そのまま真上に上昇するとは限らない。容器壁の制限のない天然砂層では Plate II-2 のようにむしろ側方への移動量の多いことがある。

ロート状構造はその形成過程において砂粒が対流すると考えられることから spouting の一種と考えられる。

平坦な堆積面については、完全に流動化していなくても、初期流動化のレベルに達していれば可能である。猪崎の例では、砂岩層上部はコンボルーションで乱されているが葉理を残していることから、少なくとも aggregative fluidization は受けていないと考えられる。

一方、slugging は容器側壁という制限のない天然砂層では生じそうもない。また、boiling の状態が生じたとしても、粒子混合が盛んで既存の内部構造は破壊されて、塊状の堆積物になるものと考えられる。さらに bubbling や parvoids ができたとしても、移動・上昇に休止期がなければ、既存の構造を破壊するにとどまっ

Fig. 10. Columnar sections at Izaki. The number and thickness of strata vary significantly within sites A through G. Localities of the columns A to G are indicated in Fig. 1.

て、変形を示す明瞭な痕跡は残らないだろう。

液状化に関連する変形構造

I. 記載

1. 砂層の側方不連続・ブロック化および地層の融合

猪崎の海岸では延長約 800 m にわたって緩傾斜の砂岩勝ち互層が連続して露出しており、比較的大規模な流動変形や破壊を見ることができる(辻, 1983)。

当地域における砂岩層の層厚の側方変化は Fig. 10 に

示されるように顕著で、例えば砂岩層 b はわずか 250 m の距離の間(A→E→F→G)に、層厚が 220→520→480 として 260 cm と変化している。また、連続して追跡できる 2 枚の砂岩層(a, b)に挟まれた砂岩層の層数は A, F, G の地点でそれぞれ 21→5→6 と変化している (Fig. 10)。このように砂岩層・泥岩層の側方延長が極めて限られているという現象は数多く認められる。そして、地層の側方末端部は薄化してくさび状になるとは限らず、むしろ層理と高角度の端面を示して突然消滅することす

Fig. 11. Sketch of the outcrop showing sandstone blocks between layers e and f at Loc. γ in Fig. 1. Note that the contacts among blocks and sand beds are amalgamated.

らある (Plate III-1, 2 および 3). また, 泥岩層を挟んで上下に位置していた砂岩層を側方へ追跡すると, 泥岩層が途切れて上下の砂層が融合し見かけ上層厚が増すことがある. いずれの場合も砂岩層の末端部は断層を示さないし, プーディングでもない. さらにチャンネル充填堆積物のように側壁を侵食し内部を充填した構造でもない. さらに, 一部には地層間に直径 50 cm 程度の砂岩ブロックが挟在することがある (Fig. 11). このブロックは丸みを帯びており, 内部の葉理は周縁部で外形と平行に湾曲している. そして, このブロックと上位・下位の砂岩層との間, およびブロック同士の接触部は融合しており明瞭な境界が存在しないことも少なくない. さらに, これらの間をうめるように次節で述べる泥岩片の集合体が分布する. また, Fig. 11 の場合, 砂岩ブロックが左方に傾斜する imbrication, または, 右側への overthrust を示している.

これらの構造は, 砂層が固結する以前に変形したことを示している. いずれにしても砂岩層がかなりの規模で移動・変形したことを物語っている.

2. 泥岩片の集合岩体

厚い砂岩層の内部あるいは 2, 3 枚の砂岩層にわたって不規則な形態の泥岩片の集合体の見られることがある (Fig. 12; Plate III-1, 3). これらは層理面や砂岩層内部の堆積構造とはほとんど無関係にまったく不規則な形で含まれている. 規模は数 10 cm 程度のものから数 m に及ぶものがある. 泥岩片はふつう直径 5 cm 以下の角礫で, 淘汰は悪く配列に規則性は認められない. 基質は砂粒子からなる. 一部に砂泥薄互層の岩片も見られる (Plate III-4).

このような泥岩片の集合岩体は前述の砂層の側方不連続, ブロック化および消滅や融合の見られるところに分

布し, これらに密接に伴われることが多い. どの岩片も同じような性質で元来一連の泥岩層であったように見うけられる. これが何らかの原因で破壊され再堆積されたものと考えられる.

II. 成因

飽和砂の液状化現象が地震などにより普遍的に生じることは FLORIN & IVANOV (1961), SEED & LEE (1966), 石原 (1976), 吉見 (1980) などによりよく知られている. そして災害に結びつく建造物の沈下, 砂浜の崩壊や噴砂現象などはよく検討されるようになってきた. ところが液状化した砂層がどのような流動変形をしたかについては, ボーリングによる検討・表層のトレンチ調査 (陶野, 1986) が多少なされた程度で, 砂層の流動のもたらした変形構造の実態はほとんど解明されていないといえる. したがって, 以下に述べる形成過程のモデルはあくまでも野外観察に基づいて推定したものである.

Fig. 13 に液状化による流動変形構造の形成過程を模式的に描いてみた.

Stage 1. 泥層を挟んで砂層が堆積している. 砂層は液状化の可能なルーズな構造をもっており, 泥層は透水性の高い砂層に挟まれて圧密が速く進行するため, 半固結の状態にある.

Stage 2. 地震が起こり砂層の一部が液状化を始める. 液状化した部分は有効応力がすべて間隙水圧に転化されるために大きな過剰間隙水圧を生じるとともに流動しやすくなる. 泥層に大きな応力が加わると変形し, 時には破壊に達する.

Stage 3. 液状化はさらに進行し, 流動を始めると泥層が破壊されて運搬される.

Stage 4. 高圧下に封じられている液状化砂は泥層片を伴って構造的に弱い部分めがけて貫入していく. また, 部分的に液状化を起こさなかった砂層は砂岩ブロックとなり液状化した砂の流動に引きずられて移動するであろう. そして一カ所に砂岩ブロックが集まると, その引きずられた方向に従って imbrication を示したり, overthrust 状の構造を持つこともある. 液状化した層からの脱水により, 上位の砂層は初期流動化に近い状態になり砂層が膨張したり, 後述するように, コンボルト葉理を形成し始め物質の移動を起こし砂層の厚みに変化する. 液状化が流動化を引き起こす根拠については後述する. また, このような初期流動化に近い状態の砂層に先の液状化砂の貫入が起こると, その周囲の層を押し分けると同時に, それより多くの部分を取り込みながら貫入が進むものと考えられる.

Stage 5. 液状化した砂が側方に流動し去ったり, 海

Fig. 12. Sketch of the outcrop showing mudstone clast aggregates within a thick sandstone layer at Loc. α in Fig. 1. See also Plate III-3.

底に噴出したりすると、残された空間を埋めるように支えをなくした上盤の地層が移動・沈下する。同時に上盤の沈下によって液状化している砂層の流動は促進される。この沈下の際、地層の歪みにより断層が生じるがその面は融合して不明瞭となる。

Stage 6. 液状化は終了する。液状化しなかった砂層・泥層は途切れたまま残され、一部はブロックとして残される。また、液状化以前は上下に分かれていた地層が砂層の流失のため融合し、泥層が流失した場合はその上下の砂層が融合する。泥層片を多く含んだ砂の貫入体はそのまま保存されることもあれば、噴出して泥層片を含む砂層として堆積することもある。

前述の変形構造である砂層の側方不連続、ブロック化、地層の融合、そして泥岩片の集合岩体はこのようにして形成されたものと考えられる。砂(岩)脈もこの過程で形成されるが、猪崎には大規模なものが少ない。

このなかで地層の融合はその認定が必ずしも容易でない。液状化した砂が流失あるいは噴出したり、泥層が流失してしまえばその上下に位置していた地層は接触することになる。このとき砂層・泥層ともに未固結ないし半固結であれば、境界は不明瞭になるので融合したように見える。さらに、この関係が層理面と平行に形成されると、通常の累重関係との区別が困難になる。一方、同一砂層内で液状化した部分としなかった部分の境界面についてはさらに注意が必要である。砂岩単層内で既存堆積構造(例えば平行葉理や斜交葉理)を残している部分と、液状化した砂層が不規則な境界面で接することになると考えられる。Plate III-5 はこのようにして形成された接触関係であると考えられる。また、砂層同士のこのような接触関係が層理に平行に近い場合は1枚の単層を成し

ているように見える。そのため層厚は側方に著しく変化することになる。

一方、液状化した砂が噴出すれば、陸域で知られている噴砂孔に似た緩やかな火山のような高まりが形成されるだろう。しかし、現在までに知られている噴砂現象では噴出した水の量に比べて砂は少なく、海底も含めてあまり大規模なものは知られていない。噴砂の起きた海底に流れがあれば、それに連行された砂は葉理を形成しながら堆積することになるものと思われる。また、流動化しているか、初期流動化に近い状態の砂層上に砂が噴出すれば一時的に高まりを作っても、そのうち砂層中に沈み込んでしまうであろう (Fig. 3, Fig. 13; Stages 5, 6)。

コンボルト葉理の問題点

砂岩層中にみられるコンボルト葉理は各地で知られているが、その成因は必ずしも明らかにされていない。この構造の発達する場所や形態の一般的特徴には次のようなものがある。

- (1) 砂岩層全体または単層上部に発達する。
- (2) 褶曲はなめらかで小断層は見られないことが多い。
- (3) 葉理の厚さは一定でない。
- (4) 褶曲は砂岩層の下部より上部で著しい。
- (5) 褶曲の波長・振幅とも層が厚いほど大きい。
- (6) 一般に背斜部で尖り、向斜部では丸みを帯びる。
- (7) 平行葉理や斜交葉理の変形でその存在がわかる。
- (8) 褶曲の軸面の傾斜に方向性が見られないこともある。
- (9) 水平変位より垂直変位の方が大きい。

猪崎で見られるいくつかの例もこれらの特徴を示し、

Fig. 13. Schematic diagrams illustrating processes of deformations and collapses of strata resulted from liquefaction. The lateral discontinuities, fragmentations, amalgamations of strata, and mudstone clast aggregates can be formed by sand liquefaction. Some secondary structures such as dish structures and convolute laminations can also be formed by fluidization due to excess pore water squeezed out during liquefaction.

しばしば 100 m 以上も追跡できる。特に厚い砂岩層の中～上部に発達し、下部には皿状構造の見られることが多い (Fig. 3 および Plate III-6)。したがって、コンボルト葉理と皿状構造の関係が観察できるところはほと

んどない。ただし、Plate II-1, 2 に示した例ではコンボルト葉理を切って皿状構造が形成されている。ここでは水平な皿状構造がコンボルト葉理の変形のためにその向きを変えていることはない。ALLEN (1982) もコン

ボルト葉理に皿状構造が重複している例を報告している。したがって、皿状構造が形成される以前にコンボルト葉理は形成されていたものと考えられる。しかしながら、あるところでは皿状構造がコンボルト葉理に調和的に配列している部分もあり、皿状構造形成後もコンボルト葉理の活動が続いていた。または再活動した可能性がある。

また、コンボルト葉理はいずれも砂岩層の最上部にまで発達している。上面が削剥されているように見えるところもあるが、前述のように注意深く観察すれば削剥の積極的な証拠となるものがないことがわかる。

一方、Fig. 3 の上段の図の左端に示されるように上位に泥層・砂層が堆積した後に2枚の砂層が一緒に変形してコンボルト葉理を形成している例がある。この場合、挟在する泥岩層には小規模な砂岩脈が多く見られる。しかし、このような例は1カ所しかない。

以上のことからコンボルト葉理は砂層の堆積後、上位に堆積が行われる前に形成されたと考えられるものがほとんどである。このような表層にある砂層にかかる応力は、深部の地層を変形させる応力のように大きなものは考えられない。仮に、大きな剪断応力を加えたとしても、砂層はダイラタンシーを示すため容易に褶曲することなく歪みは小断層の形で解放される。したがって、褶曲が形成される時には何らかの要因で剪断強度が低下していたと考えられる。

従来の研究でも小規模なコンボルト葉理は流れの曳力で生じた変形である (SANDERS, 1960; DZULYNSKI & SMITH, 1963) とか、潮間帯で閉じ込められた空気の上昇で乱されたという特殊な例 (STEWART, 1956; DEBOER, 1979) を除けば、変形時の砂層は液状化あるいは流動化していたと考えているものが多い (例えば ALLEN, 1982)。変形を起こす力としては斜面上でスランプ褶曲を起こすような重力または堆積物を伴った強い流れの曳力 (COLEMAN & GAGLIANO, 1965) が挙げられるが、コンボルト葉理の特徴のすべてをこれで説明できるわけではない。つまり、コンボルト葉理の褶曲軸面の傾斜に方向性がないものについては説明がつかない。

その方向性のないものについては、VISHNER & CUNNINGHAM (1981) のいう密度・粘性・厚さの異なる流体境界における Rayleigh-Taylor wave perturbation による説明がある。それは次のようなものである。つまり、砂層の部分部分は堆積時からそれぞれかさ密度が異なり、重力的に不安定な成層をしていると考えられる (ANKETELL *et al.*, 1970; ALLEN, 1977)。この不安定成層のため、長い期間のうちには浮力で変形を生じると考

Fig. 14. Schematic diagram of mode versus intensity of fluidization indicating the condition of fluidizations, under which different deformation structures occur.

えられている。

しかし、次のように考えた方が説明しやすい。

砂層が液状化あるいは流動化を起こして剪断強度を失い、高密度の流体のように振舞うとすれば、密度不安定成層のために擾乱が生じる。液状化と考えると次のような難点がある。すなわち、コンボルト葉理は上述のように表層で形成されたものと考えられるが、現在まで表層部まで液状化が観測された例はなく陸上の場合その多くは5~15mの深度に限られている。

これに対して、実験でも明らかなように初期流動化またはそれに近い状態では砂粒の変位が認められないときでも強度を失っている。砂層を構成する各葉理のかさ密度は粒度分布や粒子の充填様式で異なる (ALLEN, 1972)。したがって、流動化の際にも密度の違いがあり、安定成層しているとは限らない。流動化に近い状態のとき、各葉理のかさ密度が不安定成層をなしていれば擾乱は生じうると考えられる。前述のようにピラー構造、皿状構造は初期流動化の状態を超えた際に生じるものと考えられる。したがって、コンボルト葉理と、ピラー構造および皿状構造の発達する部分が違うのは見かけの流速が砂層の下部で大きく、上部で小さいことを表していると考えられる。また、コンボルト葉理を切って形成されている皿状構造は部分的に見かけの流速がコンボルト葉理を形成するものより大きくなった結果によると考えられる。

まとめと問題点

以上述べたように、砂岩層中に見られるチューブ状脱水構造、ピラーおよび皿状構造、ロート状構造、平坦な

Fig. 15. Outcrop sketch at Loc. δ in Fig. 1, showing frequency of dish structures in the layer A. The frequency of the dish structure is represented by the number, which is measured in the most frequent 30 cm interval on the line perpendicular to the bedding plane for each point. Note that dishes are well developed in the left half of layer A, below which the layer B could have been removed due to its liquefaction.

堆積面は砂層の流動化に関連して形成されたと考えられる。これらの形成条件を流動化の様式と見かけの流速の相対的な大きさの点から模式的にまとめると Fig. 14 のようになる。

流動化を起こすためにはある時期に相当量の水が必要と考えられるにもかかわらずその供給源は必ずしも明らかでない。圧密によって絞り出される間隙水の量は砂に比べて泥の方が大きい、泥の圧密には長時間を要する。したがって、供給源を圧密だけに求めるには無理があるようである。

猪崎地域にはこのような流動化に関連した諸構造のほか、砂岩脈、砂岩層の側方不連続・ブロック化および地層の融合、泥岩片の集合体といった砂層の液状化で説明できる構造も随所に見ることができる。とくに、砂層が液状化して流失したと思われる場所ではその上位に皿状構造などの流動化構造が多いという事実もある。Fig. 15 にその 1 例を示すが、このように両者は密接に伴っている。砂層が液状化後に再堆積すると約 2% の体積収縮が起こり沈下することが知られている(吉見, 1980)。仮に厚さ 5 m にわたって液状化を起こしたとすると 1 m² 当たり 100 l の水が短時間のうちに供給されることになる。液状化した砂層が噴出しなかったとすればすべて上位の地層へ向けられ、あるところでは流動化に十分な量となるだろう。すなわち、流動化に要する水を液状化に求めることは可能であると考えられる。したがって、このような条件が整うところではその堆積環境にかかわらず、皿状構造等の流動化に関連した堆積構造が発

見される可能性がある。NILSEN & BARTOW (1977) は種々の堆積環境の砂岩層において皿状構造を記載しており、このことを支持する。一方、斜面上に堆積した砂層に液状化が起これば、斜面を流れ下ることになるだろうし、さらに大規模な崩壊につながる可能性がある。アラスカ地震時の沿岸崩壊(ANDERSEN & BJERRUM, 1967)などがその例に挙げられる。今のところ、猪崎の地層が斜面上の堆積物であったとする根拠はない。ただし、多くの砂岩層下面にフルトキャスト、グループキャストの見られることはそれらがいわゆる重力流堆積物である可能性が高い。また、生痕化石として *Paleodictyon* や *Spiraphe* などが見られることから深海底の要素が強い。周囲の地層はオリストストロームとされているが、液状化による変形構造はひとつのオリストリス内部に限られているので直接の関連はない。

砂層の液状化・流動化現象の実験堆積学的検討および変形構造の調査研究も現在決して充分ではない。しかし、このような観点から地層中に残された構造を見直すことで新たに興味深い問題が今後数多く現れてくるものと期待される。

文 献

- ALLEN, J. R. L., 1961 : Sandstone-plugged pipes in the Lower Old Red Sandstone of Shophire, England. *Jour. Sed. Petrol.*, **31**, 325-335.
 ———, 1972 : Intensity of deformation from avalanches and the loose packing of avalanche deposits. *Sedimentology*, **18**, 105-111.

- ALLEN, J. R. L., 1977 : The possible mechanics of convolute lamination in graded sandstone beds. *Jour. Geol. Soc. London*, **134**, 19-31.
- , 1982 : *Sedimentary structures*, Vol. II. 663p., Elsevier, Amsterdam.
- ANDERSEN, A. and BJERRUM, L., 1967 : Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt. In RICHARDS, A. F., ed. : *Marine Geotechnique*, University of Illinois Press, Urbana, 221-239.
- ANKETELL, J. M., CEGLA, J. and DZULYNSKI, S., 1969 : Unconformable surfaces formed in the absence of current erosion. *Geol. Rom.*, **8**, 41-46.
- , ——— and ———, 1970 : On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Towarz. Geol.*, **40**, 3-29.
- COLEMAN, J. M. and GAGLIANO, S. M., 1965 : Sedimentary structures : Mississippi River deltaic plain. In MIDDLETON, G. V., ed. : *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, SEPM Spec. Publ., no. 12, 113-148.
- DEBOER, P. L., 1979 : Convolute lamination in modern sands of the estuary of the Oosterschelde, the Netherlands, formed as the results of entrapped air. *Sedimentology*, **26**, 283-294.
- DZULYNSKI, S. and SMITH, A. J., 1963 : Convolute lamination, its origin, preservation, and directional significance. *Jour. Sed. Petrol.*, **33**, 616-627.
- FLORIN, V. A. and IVANOV, P. L., 1961 : Liquefaction of saturated sandy soils. *Proc. 5th I. C. S. M. F. D.*, **1**, 107-111.
- 林 唯一, 1955 : ティクソトロピーに関する地質現象. 地球科学, no. 24, 37-42.
- 平井英二, 1977 : 化学技術者のためのレオロジー. 248 p., 科学技術社, 東京.
- 石原研而, 1976 : 土質動力学の基礎. 303p., 鹿島出版会, 東京.
- 勘米良亀齡・坂井 卓・辻 隆司・西 弘嗣, 1984 : 日南山地南・東部要地の地質. 日本地質学会第 90 年学術大会巡検案内書, 23-36.
- 舩場 敬, 1986 MS : 日南層群深海成堆積物の相解析. 九大理修論, 55p.
- LAIRD, M. G., 1970 : Vertical sheet structures — a new indicator of sedimentary fabric. *Jour. Sed. Petrol.*, **40**, 428-434.
- LOWE, D. R., 1975 : Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, 157-204.
- and LOPICCOLO, R. D., 1974 : The characteristics and origin of dish and pillar structures. *Jour. Sed. Petrol.*, **44**, 484-501.
- NILSEN, T. H. and BARTOW, J. A., 1977 : New occurrences of dish structures in the stratigraphic record. *Jour. Sed. Petrol.*, **47**, 1299-1304.
- NISHI, H., 1985 : Litho- and biostratigraphy of the Oligocene-Miocene Nichinan Group in the Miyazaki Prefecture, Kyushu. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], **25**, 289-317.
- PLINT, A. G., 1983 : Liquefaction, fluidization and erosional structures associated with bituminous sands of the Blacklesham Formation (Middle Miocene) of Dorset, England. *Sedimentology*, **30**, 525-535.
- 坂井 卓・西 弘嗣・斉藤常正・中世古幸次郎・西村明子, 1984 : 日南層群九州四万十帯古第三系の微化石層序. 斉藤常正・岡田尚武・海保邦夫(編) : 日本の古第三系の生層序と国際対比, 95-112.
- SANDERS, J. E., 1960 : Origin of convolute laminae. *Geol. Mag.*, **97**, 409-421.
- SEED, H. B. and LEE, K. L., 1966 : Liquefaction of saturated sand during cyclic loading. *Jour. S. M. F. D.*, **92**, (SM6), 105-134.
- 白井 隆, 1973 : 流動層. 236p., 科学技術社, 丸善.
- STEWART, H. B. Jr., 1956 : Contorted sediments in modern coastal lagoon explained by laboratory experiments. *Bull. A.A.P.G.*, **40**, 153-161.
- 陶野郁雄, 1986 : 砂質堆積物の物理的・堆積学的特徴. 地質学論集, no. 27, 15-22.
- 辻 隆司, 1983 MS : 未固結堆積物の変形構造の研究. 九大理修論, 71p.
- VISHER, G. S. and CUNNINGHAM, R. D., 1981 : Convolute laminations — a theoretical analysis : example of Pennsylvanian sandstone. *Sed. Geol.*, **28**, 175-188.
- 吉見吉昭, 1980 : 砂地盤の液状化. 159p., 技報堂出版, 東京.

(要 旨)

辻 隆司・宮田雄一郎, 1987: 砂岩層中にみられる流動化・液状化による変形構造—宮崎県日南層群の例と実験的研究—. 地質雑, 93, 791-808. (TSUJI, T. and MIYATA, Y., 1987: Fluidization and liquefaction of sand beds—Experimental study and examples from Nichinan Group—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 93, 791-808.)

宮崎県の第三系日南層群の砂岩層には砂層の流動化および液状化によるさまざまな変形構造が見られる。流動化では(1)チューブ状脱水構造(新称), (2)ピラーおよび皿状構造, (3)ロート状構造(新称), (4)平坦な砂層堆積面が形成される。これらは水槽実験でも形成され成因が説明された。また, (5)地層の側方不連続, ブロック化, (6)地層の融合, (7)泥岩片の集合体といった大規模な変形は砂層の液状化で説明される。さらに砂岩のコンボリューション葉理は流動化のときにレイリー・テイラー波擾乱で形成されたと考えられる。流動化に必要な水は液状化後の過剰間隙水に由来し, 両現象は密接に関連している。

Explanation of Plates

Plate I

1. Tube dewatering structures at Heta, Miyazaki Prefecture. Scale bar indicates 10 cm.
2. Tube dewatering structures at Kamiagata, Tsushima, Nagasaki Prefecture.
3. Tube dewatering structures on the polished surface sample from Kamiagata. Scale bar indicates 2 cm. White triangles indicate tube dewatering structures.
4. Photograph (positive) of the tube dewatering structures (a) in the soft X-rayed sample showing less clay particles within the tube, cutting across dish structures (b). Scale bar indicates 2 cm.
5. Outcrop of pillar structures and dish structures at Izaki. Scale bar indicates 10 cm.
6. Polished surface of dish structures from Izaki. Scale bar indicates 1 cm.
7. Photograph (positive) of dish structures in the soft X-rayed samples. This is the same specimen as Plate I-6. Variation in clay matrix content is well demonstrated. Scale bar indicates 1 cm.

Plate II

1. Photograph (positive) of dish structure and convolute laminations in the soft X-rayed sample from Izaki. Note that laminations are erased just above the dish pointed by the white triangle. Scale bar indicates 1 cm.
2. Outcrop of dish structures arranged stepwise *en échelon*, developed cutting across convolute laminations. Scale bar indicates 10 cm.
3. Outcrop of funnel structures at Izaki. Sandstone dikes are also frequently developed around them. Scale bar indicates 10 cm.
4. Surface of a thick sandstone layer at Loc. β (Fig. 1). Note that this sandstone bed has a extremely flat surface on which a geologist stand.
5. Tube dewatering structures formed experimentally in a water tank. Dark-colored tubes through which water escaped upward lack clay particles. Scale bar indicates 1 cm.
6. Experimentally formed dish structures (a to d). See Fig. 6 for the process of these formation. Two white bars above scale bar level are screws for constructing the water tank. Scale bar indicates 1 cm.

Plate III

- 1, 2 and 3. Outcrops of lateral discontinuities and amalgamations of sandstone beds (a), and mudstone clast aggregates (b) at Izaki. Scale bar indicates 20 cm. Photo. 3 is explained in detail in Fig. 12.
4. Outcrop of scattered fragments of sandstone and mudstone alternation contained in a massive sandstone, Lower Miocene Hayama Group, Kanagawa Prefecture.
5. Outcrop of irregular boundary between homogeneous (upper) and laminated (lower) sandstone layer at Izaki. Probably formed by a differential liquefaction of sand. Note that top of the underlying laminated layer is eroded out. There is the jointed ruler for scale.
6. A sandstone layer at Izaki showing parallel lamination (d), dish structures (b and c), and convolute laminations (a), from the bottom up. The sandstone is 280 cm in thickness.