木村政昭*・藤岡換太郎**：神奈川県大磯丘陵で発見された枕状溶岩

Masaaki KIMURA* and Kantaro FUJIOKA** : Pillow lavas found at Oiso Hill, Kanagawa Prefecture, Central Japan.

まえがき 1972 年 3 月 9 日, 筆者の 1 人木村が, 従来より継続していた大磯丘陵の地質調査の際, 枕状構造を示す露頭を発見した. 1973 年, 木村のほか, 地質調査所の服部 仁および正井義郎とで, それが枕状溶岩からなる露頭であることを確認した. さらに, 1979 年, 木村と藤岡が同露頭で枕状溶岩の再確認を行い, 同岩体とその周辺地質との関係をより明らかにすることができたのでここに報告する. ただし, 本域に枕状溶岩を産するということだけはすでに木村 (1975) に簡単にふれてある.

露頭観察 枕状溶岩の露頭は第 1 図の Loc. 1 と Loc. 2 の 2 カ所で確認している. その周辺の地質図は第 2 図に示す. Loc. 1 は道路から山側に 20 m ほど入った所にある幅 50 m, 高さ 20 m ほどの大きな露頭である. 露頭の上部に斜層理の発達した洪積世の土沢礫岩層 (小島, 1954) が枕状溶岩岩体を斜交不整合で被覆している. 枕状溶岩と下位層との関係については, 本露頭では下位層の露出が見られないために不明である. 露頭面での枕の径は 1 m ほどのものが多いが, それより大きなものもかなりある. 枕の伸長方向の軸は $N45^{\circ}W$ から $N50^{\circ}W$

へ 35° から 60° までのばらつきで傾斜している. その結果, 手前の方に傾斜している枕が露頭面で切られた面を観察することになる (第 3 図). 露頭表面は全般的に暗緑色を呈する. 枕を縁どるように 1 cm から数 cm の幅の黒色ガラス質の急冷周縁相が認められる. 枕と枕の間は密着しているものもあれば, その間が黒色緻密なビロブレッチャによって充填されたものもある. 溶岩の空洞はしばしば沸石によって埋められている. 枕のしずくが下方に垂れ下がったような形状の積み重なり方から, 本露頭では, 枕が正常に積み重なっていると判断される.

Loc. 2 は北東—南西方向にのびる沢沿いに高さ 3 m で幅 30 m ほどにわたって露出する露頭である. Loc. 1 と同様な枕状溶岩が存在し, ここでの露頭面にみられる枕の径は 1 m かそれより小さなものが多い. ここでは, 枕状溶岩岩体と凝灰質頁岩 (北大磯凝灰質頁岩層) との接触部が観察できる. 枕どうしの重なり方からは, 枕状溶岩岩体は逆転していると判断される. 両者の接触面は垂直に近くかつ直線的である. 凝灰質頁岩中には厚さ 5 cm ほどの白色な凝灰岩層が 1 枚入っていて, この層は接触面と斜交している. 接触面から枕状溶岩岩体側へ 2 m ほどの範囲は角礫状物質に富んでいる. その中には枕状溶岩の破片が多く認められるが, 凝灰質頁岩から由来した角礫も入る. しかし, 接触部から凝灰質頁岩層側には枕状溶岩岩体の破片は認められない. 以上の事実から, 枕状溶岩岩体の方が凝灰質頁岩層より上位であると判断した. この接触面が直線的なこと, 接触部付近が角礫状となっていること, そして凝灰質頁岩の層理と斜交していることから, この面ですべりが生じていることがわかる. しかし, 断層粘土やグラファイトのような断層運動の二次的産物が認められないところから, この面がきわめて大規模なすべり面であるとは考えにくい. 枕状溶岩岩体は地層になる際にもともと凝灰質頁岩層の構造を切って (不整合?) 形成された可能性が強いと考える.

鏡下での観察 この枕状溶岩はバリオリチック組織をもつ玄武岩で, 斑晶は斜長石とチタンオーゾナイトから成る. 斑晶の斜長石は大きいものでは 5 mm から 1 cm あ

第 1 図 枕状溶岩露頭位置 (Loc. 1 および Loc. 2).

1981 年 5 月 11 日受理

* 琉球大学理学部海洋学科

** 東京大学海洋研究所

第2図 大磯丘陵東部の地質図。

1: 沖積層, 2: 洪積層, 3: 大磯凝灰質砂岩泥岩互層, 4: 東照ヶ崎凝灰質砂岩泥岩互層, 5: 万田火山岩質層, 6: 千疊敷凝灰質砂岩泥岩互層, 7: 北大磯凝灰質頁岩層, 8: 断層(破線部は推定および伏在). Loc. 1 と Loc. 2 は枕状溶岩露頭位置. 地層境界は点線が整合, 実線が不整合.

第3図 枕状溶岩露頭 (Loc. 1, 正井義郎撮影)。

調査者の立っている斜面全体が枕状溶岩体の露頭。枕の伸長は北西方向へ 35 度以上の角度で下がっている。画面の中央部に枕の横断面が見えている。

り、変質して不規則な形をしたアルバイトに変わっている。変質が完全に行われていないものでは石灰質な部分が縞状に残っている。チタンオーチャイトは淡赤褐色から紫色の明瞭な多色性を示す長くのびた自形～半自形の結晶で斜長石よりは小さい。チタンオーチャイトはほとんど変質を受けていない。石基は斜長石とチタンオーチャイト、磁鉄鉱からなる。石基には数 mm の様々な形をした杏仁構造がみられ、方解石が生じている。石基のガラスは変質して淡緑色の緑泥石に変わっている。また、放射状の沸石が形成されていて、部分的に石英が石基部を埋めている。第4図にはこの玄武岩の顕微鏡写真を示した。この枕状溶岩の初生マグマはアルカリカンラン石玄武岩であり、海底に噴出して枕状溶岩やピロープレッチャを形成した後沸石相の低度変成作用を受けたと考えられる。

産出層準 大磯丘陵東部の第三系は、三浦半島に露出する第三系との対比から、下位から葉山層群に対比される高麗山(こまやま)層群および三浦層群とされる。高麗山層群は、さらに、下部の千疊敷山凝灰角礫岩層と上部の東照ヶ崎泥岩層とに区分されていた(小島, 1954)。筆者らは、千疊敷山凝灰角礫岩層の下位に北大磯凝灰質頁岩層を、上位に万田火山岩質層を新たに設け、千疊敷山凝

第4図 枕状溶岩の顕微鏡写真 (オープンニコル).
チタンオーゾナイトと斜長石からなるパリオリチック組織がみられる.

第1表 大磯丘陵東部の第三系層序.

時 代	層 群	層	
		木村・藤岡 (1981)	小 島 (1954)
中新世後期	三浦層群	大磯凝灰質砂岩泥岩互層	北大磯凝灰質岩層
中新世中期(?)	高麗山層群	東照ヶ崎凝灰質砂岩泥岩互層	東照ヶ崎泥岩層
		(関係不明)	
		万田火山岩質層	千疊敷山凝灰角礫岩層
		(断層)	
漸新世(?)		千疊敷凝灰質砂岩泥岩互層	
		北大磯凝灰質頁岩層	

時代は三浦・房総半島の葉山・保田層群との対比によって推定.

灰角礫岩層は千疊敷凝灰質砂岩泥岩互層と改称した(第1表). また, 北大磯凝灰質頁岩層は小島(1954)の北大磯頁岩層の分布の北半部にあたる.

枕状溶岩は万田火山岩質層の主体をなす. Loc. 1 の露頭の南にも火山岩および凝灰岩の露頭がある. これは, おそらく, Loc. 1 と同様な玄武岩を含むと思われるが変質および風化が激しく詳細は今後の検討に待たなければならない. 万田火山岩質層と東照ヶ崎凝灰質砂岩泥岩互層(小島の東照ヶ崎泥岩層)とが接する露頭はなく, その関係は不明であるが, 東照ヶ崎層が上位の三浦層群との不整合直下にそれと接して分布することから, 東照ヶ崎層を高麗山層群の最上部層とした. 枕状溶岩岩体は Loc. 2 において高麗山層群の下部層とした北大磯凝灰

質頁岩層と断層で接する. しかし, Loc. 2 の観察および万田火山岩質層の分布・地質構造の差からみかけ上千疊敷層の上位となる.

房総半島では, 漸新世~中新世前期の地層からなる嶺岡帯およびその周辺にしばしば明瞭な枕状構造を示す玄武岩類が産出し, まれにアルカリカンラン石玄武岩が岩脈および岩塊として伴うことが知られている(佐藤, 1975; 荒井, 1981). その西方延長とみられる三浦半島の葉山層群に伴ってアルカリカンラン石玄武岩と思われる枕状溶岩が見出されている(木村ほか, 1976). その葉山層群に対比される大磯丘陵東部の高麗山層群に伴ってアルカリカンラン石玄武岩の枕状溶岩が産出するということが今回明らかになったわけである. 同丘陵西北部にはグ

リーントフ層準の御坂層が広く分布し丹沢山地へと続く。本域の枕状溶岩岩体がこの御坂層に連続するものであるのか、それとも全く別の構造帯に属するものであるのか、今後の検討を要するところである。

文 献

荒井章司, 1981 : 房総半島嶺岡帯の火成岩と超塩基性岩. 日本地質学会第 88 年学術大会巡検案内書, 59—72.

木村政昭, 1975 : 南関東周辺海底の地質構造. 奈須紀幸編 : 海洋地質, 海洋学講座 5, 155—181, 東京大学出版会.

———, 湯浅真人, 正井義郎, 蟹江康光, 1976 : 三浦半島で発見された漸新—中新世初期の枕状溶岩. 地調月報, 27, 451—457.

小島伸夫, 1954 : 大磯地塊の地質について. 地質雑, 60, 445—454.

佐藤隆英, 1975 : 房総半島嶺岡丘陵地域の超塩基性岩類. MAGMA, 41・42, 8—13.