

富士山北西山麓古代湖「せの海」湖底堆積物下に流入した青木ヶ原溶岩流 - 精進湖湖底調査報告 -

Aokigahara lava flow infiltrated into the "Seno-umi" ancient lake deposits -Lake bottom survey in Lake Shoji,Fuji volcano-

南方 俊平 [1]; 小甲 太郎 [1]; 遠藤 邦彦 [1]; 千葉 達朗 [2]; 高橋 正樹 [1]; 宮地 直道 [1]; 渡邊 康司 [3]; 坪井 哲也 [2]
Shumpei Minakata[1]; Taro Kokabu[1]; Kunihiko Endo[1]; Tatsuro Chiba[2]; Masaki Takahashi[1]; Naomichi Miyaji[1]; Yasushi Watanabe[3]; Tetsuya Tsuboi[2]

[1] 日大・文理・地球; [2] アジア航測; [3] AGS
[1] Geosystem Sci.,Nihon Univ.; [2] Asia Air Survey; [3] AGSCo.Ltd

はじめに

富士山の貞観噴火(864~866年)で流出した青木ヶ原溶岩流は、本栖湖と古代湖「せの海」に流入し、「せの海」は大半が埋積され、精進湖と西湖に分断された。精進湖は「せの海」の西縁部に位置し、東西1kmで最大水深は約12mと比較的浅い。精進湖の南岸に露出する青木ヶ原溶岩流には、他に見られない特異な地形(平滑な溶岩段丘や、円形窪地、開口性亀裂を持つ多数の尾根状地形など)が認められ、その成因に関心がもたれてきた。

調査方法

本研究では、様々な手法を駆使して総合的な研究を行った。(1) ナローマルチビームによる精密湖底地形の計測、(2) 音波探査機による堆積断面解析、(3) スキューバダイビングによる湖底の露頭観察とコア採取である。陸上部分も含め採取した試料について、¹⁴C年代測定、花粉分析・スコリアの気泡形状解析を行った。また溶岩の全岩化学組成と薄片観察を行った。

結果

(1) ナローマルチビーム計測(SeaBat音波探査器による精密湖底地形調査)

1mDEMデータを作成し、赤色立体地図で湖底に多数の複雑な高まりや凹み、亀裂等の存在を明らかにした。

(2) ヘドロー探査機

SH-20型音波探査器を用いた探査では17測線に沿う湖底断面を得たが、これらは湖底堆積物下に埋没する溶岩を強い反射面によって明瞭に示した。特に音波が湖底下までよく届いた記録では、湖に流入した溶岩が厚さ4-6mの湖底堆積物の下に存在することを示した。

(3) ダイビングによる調査

これらの湖底地形や音波断面を参考にして、ダイビングによる溶岩や湖底堆積物の観察とサンプリングを行った。そのうち2地点ではコアの採取を行った。

明らかになった点をまとめると以下の通りである。

1) 精進湖周辺に分布する溶岩に、青木ヶ原溶岩の中でも初期に流出した下り山溶岩が分布することは既に(高橋ほか,2005)が言及していたが、湖底に露出する溶岩も下り山溶岩に対比されることを明らかにした。

2) 湖岸に分布する溶岩の薄片観察から、厚さ10mm~30mmの茶色ガラス質石基の急冷縁が確認され、水との接触による急冷作用を受けたことが確認された。

3) 精進湖西側縁辺部に見られる、溶岩流表面の幅の狭い尾根状島について、内部断面や表面の詳細な観察を行い、内部の溶岩膨張に伴うテュムラスであることを確認した。また、このようなテュムラス地形は、陸上だけでなく、精進湖湖底の中央部など西縁部以外にも存在すること、尾根状だけでなく3方向に放射状に割れたものがあることを確認した。このように、小幡・海野(1999)が本栖湖で報告したものと類似しているが、規模が大きく異なる特徴を持つ。

4) 精進湖の湖底の精密測量の結果、湖底の各所にアメーバ状の尾根あるいは台地が分布することが明らかとなった。湖底に発見される高まりのうち最大のものは東西150m、南北70m、平坦な頂部の水深は約3mである。周辺の水深約8mの湖底から急速に立ち上がる特徴的な地形である。これを「高台」と仮称する。陸上に露出する溶岩の最北端から約70m離れている。「高台」の頂部から北側にかけてはよく締まった湖底堆積物が見られる。南側斜面には全面的に溶岩の断面が露出する(ガラス質ではなく、組成は下り山溶岩)、また頂部の湖底堆積物の一部には、それを下から貫く溶岩がスパイン状に突き出ているところも観察できる。この締まった湖底堆積物から直接採取した黒泥の年代は7512 ± 31ca.yrBP(PLD-6185)、北側斜面から採取されたコアの植物遺体は8619 ± 29ca.yrBP(PLD-6612)、1790 ± 21ca.yrBP(PLD-6613)を示し、いずれも「せの海」時代の年代を示した。花粉分析の結果も溶岩流下後のそれと一致しない。

考察、モデル

以上の精進湖湖底の各所で見られたテュムラスの分布や潜水調査・音波探査による溶岩と湖底堆積物の産状から、青木ヶ原溶岩流入のシナリオは以下のようにまとめられる。「せの海」の西半分を埋積した下り山溶岩は精進湖に到達すると、湖沼堆積物を覆うほどの供給がなくなり、それ自体の密度による重さにより柔らかい「せの海」時代の堆積物の下に潜り込んだ。各地点においてインフレーションを起こしながら湖底下に埋没している基盤岩の表面に沿って進み、最終的に現在の到達範囲に達し、精進湖における末端の大部分でテュムラスを形成した。この過程で「高台」部分では、冷え固まった溶岩の下にさらに後から溶岩が流れたことによって一部が湧昇し、堆積物が持ち上げられて形成したと考えられる。

引用文献

高橋正樹・松田文彦・小見波正修・根本靖彦・安井真也・宮地直道・千葉達朗(2005) 富士山青木ヶ原玄武岩室溶岩の全岩化学組成 分析値272個の総括, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要,40,73-99.

小幡涼江・海野進 (1999) 富士火山北西山麓本栖湖畔の 864 年青木ヶ原溶岩の形態について, 火山, 44, 第 4 号, 201 ~ 216.