

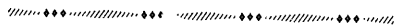
# 四国に分布する“サヌカイト(讃岐岩)質安山岩”について

氏 家 治

さぬきがん 讃岐岩 四国讃岐地方(瀬戸内火山岩石区)に産する非頭晶質古銅輝石安山岩。 灰黒色ないし黒色ち密でかたく別名かんかん石。 針状の斜方輝石微斑晶を含み 石基は非頭晶質でガラス・磁鉄鉱粒に富む。 ときに斜長石・ザクロ石・黒雲母・石英・カリ長石などの外来結晶を含む。(後略)

こどうきせきあんざんがん 古銅輝石安山岩 古銅輝石を特徴的に含む安山岩。 一般に斑晶として古銅輝石を含み 少量の斜長石をともなうガラス質ないし細粒の安山岩をいう。 石基の輝石は 紫ソ輝石であることがある。 瀬戸内火山岩石区(四国讃岐地方 二上山 三河鳳来寺山地域など)に特徴的に産するが 小笠原父島 千葉県銚子などにも産する。 讃岐岩のあるものは古銅輝石安山岩である。

……以上 地学事典(平凡社 1970)より。



## 1. はじめに

“かんかん石”ないし“サヌカイト(讃岐岩)”は かなり——少なくとも土産物屋の店頭に並べられたり あるいは内外の地学の教科書に記載される程度には——有名である。 言い換えれば 一般受けのする土産物 “かんかん石”としての人気と 岩石分類学華やかなりしころの産物の岩石名 “サヌカイト”としての評価がある。 前者については その形状とか音色の良し悪しなど個人の好み次第であり 趣味の問題であろうから ここでは触れない。 地学関係の書物で言及されるのは もちろん後者としてのことが多い。

“サヌカイト”ないし “サヌカイト質安山岩” という用語は 野外名としてあるいは一般の岩石記載に際して本来の定義・分類 (WEINSCHENK 1891; Koto 1916) か

ら離れて——厳密な定義に合う岩石がきわめて稀なためもあり——現実にはもっと広い意味で使われている。

これまでのところ 第1表に示す範囲の安山岩に対しては ばく然と用いられているらしい。 ところが この “サヌカイト” という名称は 近年 岩石屋の間ではあまり はやらない。 その理由としては 岩石名をなるべく単純に 普遍的に かつ成因論的に用いようとする学界全体の動きが挙げられよう。

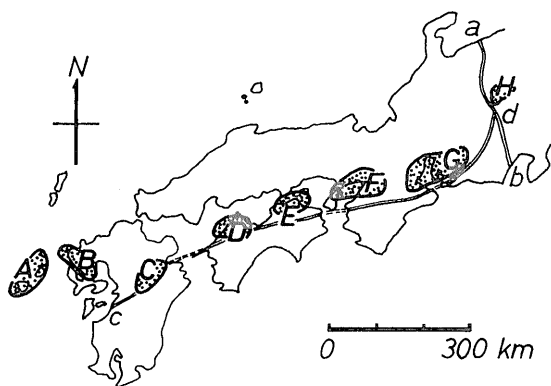
すたれゆく(?) 岩石名 “サヌカイト(讃岐岩)” とは 火山岩の分類上どのような位置を占めるのだろうか? またこの名称は 岩石名を不必要に細分化するに過ぎないのだろうか? 四国地方に分布する “サヌカイト質安山岩” を例として 以下に火山岩岩石学的な検討を試みた。 なお本文中では 特にことわらない限り “サヌカイト” と他の斑晶に乏しい安山岩類(古銅輝石安山岩など)の総称として “サヌカイト質安山岩” という語を使っている。

## 2. 分布および産状

“サヌカイト” は 第三紀中新世から鮮新世にかけて活動した瀬戸内火山岩石区(古くは瀬戸内火山帯と呼ばれていた)を特徴づける火山岩として知られている。 瀬戸内火山岩石区に属する火山岩類の噴出の絶対年代は 香川県下のものについては 13・12・5・4 大阪府二上山のものについては16(単位はすべて百万年)の値が得られている。 これらの測定値のうち “サヌカイト” の年代は13(香川県五色台赤峰産)と12(香川県城山産)であり 後期中新世に相当する。 この岩石区の火成岩類の大部分は噴出岩であるが 一部(石鎚山など)は深

第1表 “サヌカイト” の用法の現状

| 全斑晶量<br>および<br>斜長石斑晶量 | 石 基                       |                            |
|-----------------------|---------------------------|----------------------------|
|                       | ガラス質～ガラス基流晶質<br>(肉眼的には暗色) | ガラス基流晶質～塊間状<br>(肉眼的にはやや明色) |
| 非常に少い                 | サヌカイト                     | サヌカイト質安山岩                  |
| やや少い                  | サヌカイト質安山岩                 | サヌカイト質安山岩                  |
| やや多い                  | 安山岩                       | 安山岩                        |

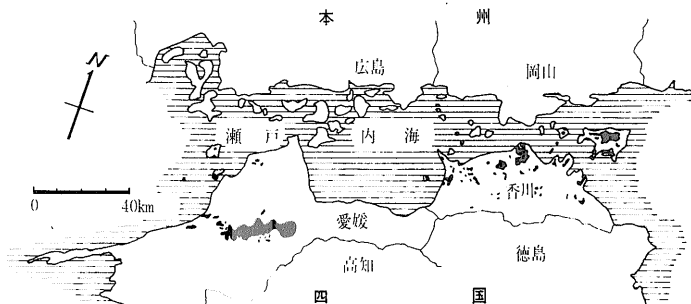


第1図 瀬戸内火山岩石区火成岩類の分布  
 A：五島地区。 B：肥前杵島地区。 C：豊後祖母山地区。  
 D：伊予石鏡地区。 E：讃岐高松地区。 F：大和二上山室  
 生地区。 G：三河設楽地区。 H：霧ヶ峯・荒船山地区。  
 a-b：糸魚川・静岡線。 c-d：中央構造線  
 (堀越 1972の図を簡略化)

成岩であり 中央構造線のほぼ北側に沿った8個所に分布している(第1図)。その名の示すとおり 岡中の讃岐高松地区が“サヌカイト(讃岐岩)”の模式的産地とされている。

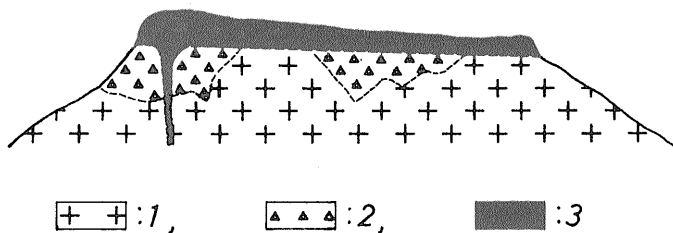
瀬戸内火山岩石区の火成岩類の四国における現在の分布を第2図に示した。なにしろ活動時代が古いためかなりの部分が風化・侵食によって失われている可能性もあり(火山砕屑岩類において殊に著しい) 第2図は活動時に形成された火成岩類のごく一部分を示すにすぎないかも知れない。ぬりつぶしてあるうちの一部が“サヌカイト質安山岩”によって占められている。

“サヌカイト質安山岩”は多くの場合 円錐状とか台



第2図 四国における瀬戸内火山岩石区火成岩類の分布

第3図  
 香川県の“溶岩台地”の模式断面図  
 1：基盤岩類  
 2：火山砕屑岩類と少量の湖沼性堆積層  
 3：溶岩流



地状の小丘陵群の上部に 侵食され残った溶岩として分布している。このような産状を呈する原因としては 本来ひと続きの広大な溶岩流によって覆われていた台地が侵食作用によって分断されたのか あるいはもともと別個の独立した火山体だったのか 古くより見解が分かっているが 各岩体ごとにより異った岩石がみだされることより 後者のほうが正しそうに思われる。また溶岩が非常に平らに広がり 小型ながらも“溶岩台地”となっていることがある(香川県の五色台・屋島など)のは 第3図に模式的に示してあるように 溶岩溢出時の地表面が平坦化していたことと関係があるだろう。

典型的な“サヌカイト”は “サヌカイト質安山岩”溶岩の一部を構成したり、あるいは別に独自の溶岩流を形成している。前者の例としては 古銅輝石安山岩中に板状ないしレンズ状に取り込まれたように見えること(写真1)と 溶岩の急冷部(下底の接触部)が暗色・ガラス質になり “サヌカイト” 状に見えること(写真2)がある。しかし古銅輝石安山岩溶岩の急冷部が常にこのように変化しているわけではない。また後者の例としては 古銅輝石安山岩溶岩の上位に薄い溶岩流として直接流れている場合や 塊状溶岩様の産状を示す場合(写真3)などがある。

### 3. “サヌカイト”はなぜガラス質なのか

“サヌカイト”と古銅輝石安山岩をはじめとする他の “サヌカイト質安山岩”の区分は 要するに石基中のガラスの多少によっている。ガラスが大量に含まれば肉眼的にはより黒くちみつて 貝殻状断口を示し “サヌカイト”と呼ばれる。両者中の斑晶については 現在までのところ 系統的な相違点はみいだされていない。

すなわち 斑晶(ことに斜長石)に乏しく わずかに含まれる有色鉱物斑晶が安山岩中のものとしては非常にマグネシウム(Mg)に富み 一般に不透明鉱物の斑晶を欠く点で両者は共通している。

このように外観が異なるほかは産状

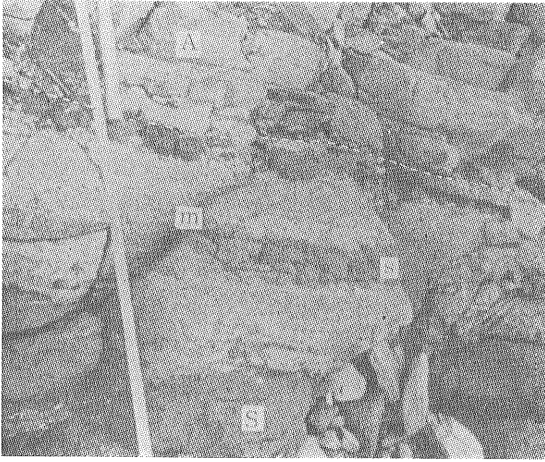


写真1 古銅輝石安山岩中の“サヌカイト”  
 A:古銅輝石安山岩, S:“サヌカイト”, M:両者が入りまじっている部分(黒色でレンズ状塊状点状のものは大部分“サヌカイト”).  
 [適当な露頭写真が無いので 長崎県東彼杵郡針尾島明星ヶ島の例(山口 1964)を引用]

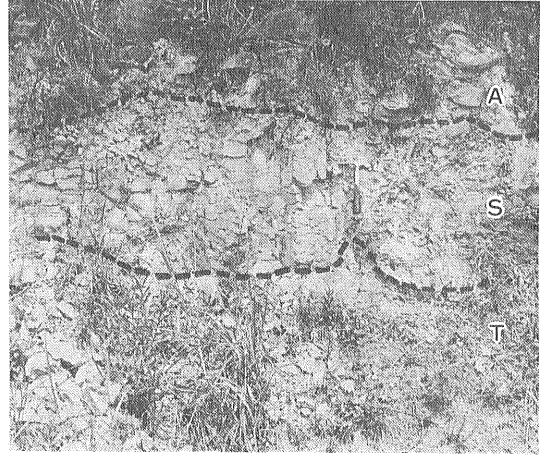


写真2 “サヌカイト”状となった古銅輝石安山岩溶岩の急冷部  
 A:無斑晶質古銅輝石安山岩, S:“サヌカイト”, T:下位の凝灰岩および崖堆積物.  
 [香川県坂出市城山頂上北西方 山田邦保氏撮影]

や鉱物組成がよく似ているため “サヌカイト” と他の “サヌカイト質安山岩” の成因は密接な関係にあると思われる。 それでは外観が異なる (つまり石基がガラス質か否か) のはなぜだろうか? 産状の項で述べたように 単に溶岩が急冷したためにガラス質になったとは思えないことが多い。

野外観察に基づいて山口(1964)は 「古銅輝石安山岩マグマ中に何らかの原因でサヌカイトマグマが現れ…マグマの状態で共存していた」と判断し 「これらの岩類の発生と分化の経路には 基盤の構造に関連する特殊な機構を考えるべきであろうが……サヌカイト類に散点

する石英や斜長石などの捕獲結晶の存在は 他の安山岩類と同様に 基盤岩との混成作用を指示しているのかも知れない」と述べている。 このように混成作用を重視する立場は 瀬戸内火山岩石区岩類について化学的検討を行なった 杉(1938)や富田(1951)の結論と同一線上のものである。

松本(1950)は 瀬戸内火山岩石区岩類中の外来岩片(ゼノリス)の周辺部の溶岩が一般にガラス質であることに注目し 混成作用におけるイオンの選択的拡散について考察した。 すなわち溶岩がガラス質になっているのは アルカリが外来岩片と周辺のマグマの両方から拡散してきて局部的に濃縮し そのために境界付近のマグ

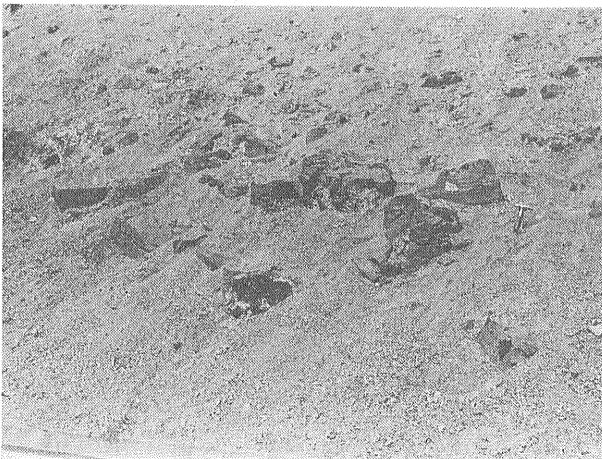
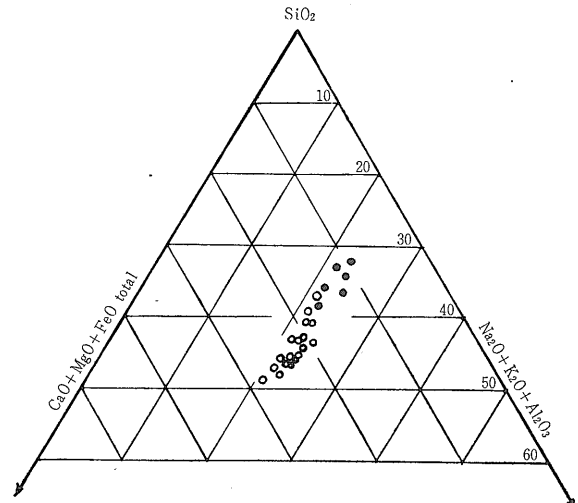
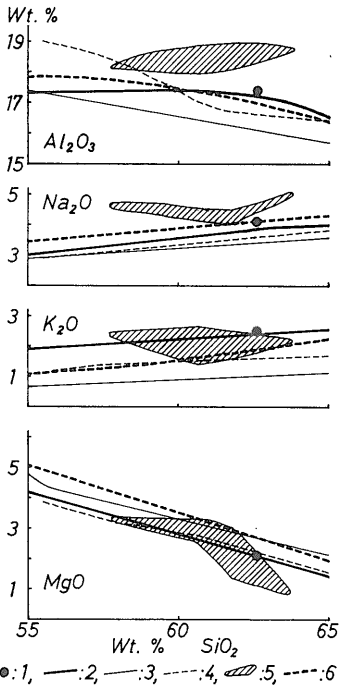


写真3 塊状溶岩様に見える“サヌカイト”  
 [香川県坂出市五色台赤峰付近 山田邦保氏撮影]



第4図 “サヌカイト” およびそれに伴う火山岩類の  $SiO_2$ -( $Na_2O+K_2O+Al_2O_3$ )-(CaO+MgO+FeO total) 図  
 黒丸:“サヌカイト”, 白丸:他の火山岩類.



第5図  
 “サヌカイト”と他地域  
 産火山岩類の化学組成  
 の比較  
 1: 四国産“サヌカイト”6個の平均化学組成。  
 2: 香川県産瀬戸内火山岩石区岩類の推定マグマ組成変化曲線(Ujike 1972)  
 3: 伊豆・箱根地方紫蘇輝石質岩系平均変化曲線(Kuno 1968)。  
 4: 鳥海火山帯カルク・アルカリ岩系平均変化曲線(Kawanoほか 1961)。  
 5: 中国地方西部(大山火山帯)火山岩類化学組成分布域(倉沢 1965)。  
 6: カスケード地域火山岩類平均変化曲線(Carmichael 1964)

マの粘性が低下したためと考えた。そしてさまざまな規模の外来物に影響されてマグマが不均一になることにより“サヌカイト”が生じる可能性を暗に示唆している。

同様に山口(前出)は古銅輝石安山岩と共存する“サヌカイト”との化学組成の差異について検討し、外来物の影響によって古銅輝石安山岩マグマ中に水その他の揮発性成分とアルカリおよびアルミニウムが選択的に濃集して(第4図参照)“サヌカイト”マグマが生成されたと考えた。

以上はいずれも混成作用によるアルカリとアルミニウムの濃集を重視しているが、この見方は次のような難点を含んでいる。つまり他の“サヌカイト質安山岩”に比べて“サヌカイト”中により多くの外来物が見られるわけではなく、より著しい混成作用を裏づける積極的な証拠を欠いている。また混成作用があれば必然的にその付近では結晶作用が促進されるからたとえ石基がガラス質になったとしても、斑晶量が増えて“サヌカイト”的ではなくなるだろう。もっとも第4・5図に見られるようにアルカリやアルミニウムが他の“サヌカイト質安山岩”中よりもわずかながらも多量に含まれる傾向にあることは否めない。そこでこの程度のわずかな増量で石基のガラス量に著しい変化が引き起こされる

とすれば混成作用の有無の問題は別として火山岩がガラス質になりやすいか否かについての化学的な判断の基準の一資料にはなるかも知れない。ただし一般のマグマのガラス化の問題は単に金属イオンの量比によって議論すべきではなく、むしろシリコンを結びつける酸素(架橋酸素)の量について検討すべき問題(谷口 1973; 私信)らしいので“サヌカイト”の成因に関してもこの方面からの研究が必要だろう。

話が少々ややこしくなったが以上のような古銅輝石安山岩との比較とは別に“サヌカイト”はふつうの安山岩類に比べてアルカリ(特にK)・アルミニウム(Al)・マグネシウム(Mg)に富んでいると一般に考えられているらしい。そこで第5図において四国産サヌカイト6個の平均化学組成(黒丸 数値は第4表)および香川県の瀬戸内火山岩石区岩類の推定マグマ組成の変化曲線(太実線)を他地域の火山岩類の化学組成と比較してみた。参考までにアメリカのカスケード地域の火山岩類の平均組成変化曲線も併記してある。

“サヌカイト”中の  $Al_2O_3$  と  $K_2O$  はやや多い傾向にあるもののそれほど著しくはなく、中国地方西部(大山火山帯)の安山岩類よりはむしろ少量しか含まれていない。また  $MgO$  に関しては通説とは逆に他地域の安山岩類に比べて乏しい傾向にあるとさえ言えよう。

ただし図には現われていないがかなり  $MgO$  に富んだ“サヌカイト質安山岩”が存在するの事実である。四国産のものについての筆者の経験から言えばこれらの安山岩中にはマグネシウムを多く含んだ斑晶がやや濃集しており、マグマそのものの化学組成を表わしているのではないと思われる。いっぽう大阪府二上山地域には石基自体がやや  $MgO$  に富んだ火山岩類が分布している(山崎・大貫 1969)がこの岩石は肉眼的には“サヌカイト”とは言い難い。

以上に概説したように現在までの研究結果は“サヌカイト”が古銅輝石安山岩の一異ならない古銅輝石安山岩マグマから何らかの作用によって導かれた産物であることを示している。それでは古銅輝石安山岩そのものはどのようにしてできたのだろうか?

#### 4. 古銅輝石安山岩中に特徴的な斑晶の岩石学的意義

古銅輝石安山岩マグマがどのようにして生じたのかという点についての考察はあまりにも専門的になりすぎるのでここでは岩石の成因(つまりマグマ生成以後)にしぼって話を進めよう。

さて斑晶鉱物の量比・組成などに関しては“サヌカイト”と古銅輝石安山岩は一括して考えてもよさそうで

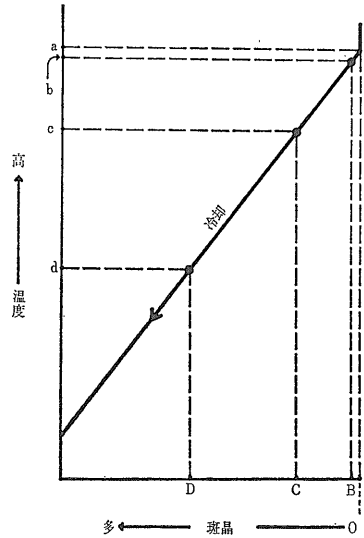
ある。さきにも述べたように 一般にどちらの岩石においても斑晶は量的に乏しく ことに斜長石は含まれないことがあり 有色鉱物は安山岩中の斑晶としては非常に Mg に富んでいる。岩石全体の化学組成そのものはふつうの安山岩類と似ている(第5図)のだから このように特徴的な斑晶が含まれる原因はその晶出時のマグマの物理的環境に求めるべきだろう。

ところで ある一定の化学組成のマグマについて考えれば その温度が高いときには結晶は少量しか存在できず 低温になるほど多量の結晶が晶出する。実際には結晶の増量のしかたは直線的ではなく 晶出する鉱物の変化につれて階段状を呈するらしいのだが 第6図には単純化して図解してある。高温では液体のみが存在しマグマが温度 a まで冷却して初めて結晶が生じ始める。以後 マグマの冷却(温度 = a → b → c → d)につれて結晶量は増大(斑晶 = O → B → C → D)する。以下の文中では この温度 a を液相温度と呼ぶことにする。

そこで斑晶の量が少いことから “サスカイト質安山岩” のマグマはふつうの安山岩(斑晶 = C ~ D)ほどには温度が低くなかったのではないかと直感的に予想できる。つまり [斑晶 = B 温度 = b] のマグマに相当するのではないだろうか。

上述の予想の当否を調べるには すでに晶出していた結晶が取り去られたために “サスカイト質安山岩” が斑晶に乏しくなったのではないことを示し 次いで温度の相違による個々の鉱物の化学組成の変化や斑晶鉱物の組み合わせの変化などについての検討を行わなくてはならない。UJIKE (1972) はこのような手順をふんだ後にかかなり水分に富んだ(ひいては酸素分圧の高い)安山岩質マグマが液相温度に近い高温で地表に噴出したために “サスカイト質安山岩” ができたのだらうと考えた。

斑晶鉱物の生成環境を知るための一番っとり早く 確実そうな方法は 天然の過程を実験室で再現してみることである。すなわち問題の岩石を高温で溶かし 予想された環境(温度・圧力など)で結晶化させてみればよい。実験の結果得られたものが天然の岩石と同じであれば 少なくとも可能な環境のひとつとして 予想が当たっていたことになり まずはメダシ・メダシとなる。しかし残念ながら 技術的な困難さのためもあり 日本でこの方面から安山岩類の成因を研究した例はほとんど無い。そこで かなり類似した環境で生じたと思われるパルクチン火山の安山岩についての実験結果と比較することにより “サスカイト質安山岩” ができた環境を推定してみたい。



第6図  
マグマの温度と斑晶量の関係を示す概念図  
a : 液相温度(マグマの化学組成・圧力などにより変化する)。  
b・c・d : それぞれ 斑晶をB・C・Dだけ含むときのマグマの温度。  
“サスカイト質安山岩” マグマはBに相当すると考える。

### パルクチン火山産安山岩との比較

メキシコのパルクチン(Paricutin)火山は 1943年2月20日から1952年3月4日までの噴火により形成された。噴出した岩石は 玄武岩質安山岩から古銅輝石安山岩へと時間とともに変化している。この火山岩類はすべて斑晶に乏しく(常に全岩の5%以下) 斑晶としては橄欖石ないし古銅輝石を必ず含み 斜長石をしばしば欠き 単斜輝石および角閃石は含まない(WILCOX 1956)。1949年以降に噴出した溶岩は すべて古銅輝石安山岩で記載岩石学的には “サスカイト質安山岩” とよく似ているらしい。

溶融実験の行なわれた岩石は 1952年2月25日に 溶岩流としては最後に溢出した古銅輝石安山岩である。以下の第2~4表および第7図にPで示してあるのがこの岩石についてのデータであり Gとしてあるのは 香川県五色台産の無斑晶質安山岩に関するものである。

EGGLER (1972) は パルクチン火山の古銅輝石安山岩をさまざまな温度・圧力で溶融し その時現われた鉱物の化学組成とその鉱物組み合わせについて検討を行なった。その結果 この安山岩を生じたマグマは 噴出以前に 2.2 ± 0.5%の水分を含んでおり 液相温度直下(1110 ± 40°C)にあったらしいと結論している。なおパルクチン火山の1944年の噴火で生じた溶岩の温度は 1110°C また1946年の火道の温度は 1070°C であったことが直接測定の結果として報告されており 溶融実験に基づく推定値とうまく合っている。

ここでパルクチンと五色台の安山岩がよく似ていることを示すために 第2表に両者を構成する斑晶鉱物およ

第2表 古銅輝石安山岩の構成物の容量比

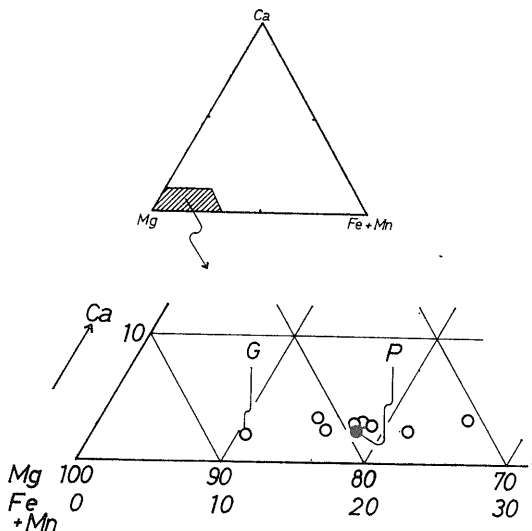
|     |      | G    | P    |
|-----|------|------|------|
| 石 基 |      | 98.8 | 98.9 |
| 斑 晶 | 橄欖石  | 0.1  | 0.3  |
|     | 古銅輝石 | 0.8  | 0.7  |
|     | 斜長石  | 0.3  | 0.1  |

G: 香川県五色台産無斑晶質古銅輝石安山岩 (Ujike 1972 の No. 11).  
 P: パリクチン火山産古銅輝石安山岩 (Wilcox 1956 の FP-16-52).

び石基の存在量比を比較してある。斑晶はともに1%そこそこしか含まれず 古銅輝石+橄欖石+斜長石の組み合わせとなっている。マグマ中で鉱物が移動するだろうことを考慮すれば 両者はまったく同じと言ってよいほどに似た量比の斑晶と石基で構成されている。

第3表では 両者の化学組成(全岩分析値)を比較している。ついでに四国地方産の6個の“サヌカイト”の平均化学組成もSで示してある。五色台産の無斑晶質安山岩のうがほ パリクチンの安山岩よりもわずかにSiO<sub>2</sub>に富み MgO・CaOに乏しいが 一般論としての議論にさしつかえるほどの差異ではない。FeOとFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の値が両者で異っているが これらの値には噴出後の酸化が敏感にひびくので この相違点については何も言えない。ちなみに全鉄をFeOに換算するとPでは5.62% Gでは5.39%となる。

このように パリクチンと五色台の安山岩は 斑晶の量比など鏡下の特徴のみならず化学組成もよく似ている



第7図 “サヌカイト質安山岩”中の斑晶古銅輝石の主要化学組成  
 白丸: “サヌカイト質安山岩”中の斑晶古銅輝石 (Ujike 1972),  
 GおよびP: 第4表と同じ。

第3表 “サヌカイト”および古銅輝石安山岩の化学組成

|                                | S     | G     | P     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 62.60 | 60.82 | 60.07 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.58  | 0.63  | 0.81  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17.45 | 16.92 | 17.28 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.21  | 2.51  | 1.37  |
| FeO                            | 3.89  | 3.13  | 4.39  |
| MnO                            | 0.12  | 0.08  | 0.10  |
| MgO                            | 2.17  | 3.29  | 3.73  |
| CaO                            | 4.57  | 5.06  | 6.16  |
| Na <sub>2</sub> O              | 4.13  | 4.03  | 4.00  |
| K <sub>2</sub> O               | 2.50  | 1.56  | 1.67  |
| H <sub>2</sub> O+              | 0.30  | 0.37  | 0.03  |
| H <sub>2</sub> O-              | 0.17  | 1.21  | 0.05  |
| CO <sub>2</sub>                | n.d.  | n.d.  | 0.01  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.21  | 0.20  | 0.28  |
| Total                          | 99.90 | 99.81 | 99.95 |

S: 四国産“サヌカイト”6個の平均化学組成。 GおよびP: 第2表と同じ。

から その噴出以前の状態もかなり似ていたのではないかと推定できる。しかしながら “サヌカイト質安山岩”のなかには角閃石および単斜輝石の斑晶を少量ながらも含むものがあり (Ujike 1972) また古銅輝石斑晶がパリクチン火山のものよりもMgに富むことがある (第4表・第7図) 点で両者は異っている。これらの相違の意味するところを以下に考察してみよう。

角閃石(含水鉱物)の有無は マグマ中の水分の多少ないし圧力のちがいを反映している。実際には マグマの含水量および圧力のちがいは 含水鉱物だけでなく他の鉱物の晶出温度にも著しい影響を与えるため その検討は慎重を要するのだが 結論的に言えば “サヌカイト質安山岩” マグマのほうがパリクチン火山のマグマよ

第4表 斑晶古銅輝石の主要化学組成比

|                   | G    | P    |
|-------------------|------|------|
| Mg                | 87.3 | 79.2 |
| Fe+Mn             | 10.7 | 18.2 |
| Ca                | 2.0  | 2.6  |
| 100 Mg / Mg+Fe+Mn | 89.1 | 81.3 |

G: 第2表と同じ。  
 P: Egger (1972) による分析値を簡略化。

りも多量の水分を含んでいたらしい。また相対的に高压下にあった可能性もいちはいには否定できない。筆者の最近の考察では“サヌカイト質安山岩”マグマはかなり水分に富んだ環境下で生じたらしいと判断され上記の斑晶生成時のマグマの状態についての比較結果と調和する。

マグマの主要化学組成が一定のとき 晶出する輝石の Mg 成分量をコントロールするのは おもにマグマの温度と酸素分圧である。すなわち マグマの温度と酸素分圧の両方ないしは一方が高いかあるいは酸素分圧が極端に低いときに 斑晶古銅輝石は Mg 成分に富む。そこでまずマグマの温度について検討してみよう。

溶融実験の結果では パリクチン火山のマグマは液相温度直下の高温にあったらしい。故により高温では結晶が存在できないから “サヌカイト質安山岩” マグマがパリクチンのものよりも著しく高温だったとは思えない。いっぽうマグマの液相温度は その含水量の増大につれてより低温側へとずれることが実験的に確かめられている (たとえば EGGLEY 1972)。そこで より多量の水分を含んでいたらしい (前述) “サヌカイト質安山岩” マグマは むしろ相対的には低温だったと考えるべきだろう。したがって両方のマグマの酸素分圧のちがいが 古銅輝石斑晶の Mg 成分量の相違を生じた原因だろう。

それでは 酸素分圧によって有色鉱物の Mg 成分量が強くコントロールされた天然の例としてはどのようなものがあるだろうか？

隕石中に含まれる頑火輝石は 極端に低い酸素分圧のために Mg 成分に富んだ例として挙げられよう。しかしながら 地殻内においてこれに匹敵するほどに極端に低い酸素分圧の環境が大規模に存在するとは考えられない。ごく局部的には 炭質物がマグマ中に取り込まれたときにその周辺部の酸素分圧が低下するのではないかと期待できるが このように限定された場合でさえも有色鉱物中の Mg 成分量は増加しないらしい (兼平ほか 1971)。

高い酸素分圧の例としては アイスランド北方の Kolbeinsey 島の玄武岩がある。ここではマグマ中に取り込まれた海水の H<sub>2</sub>O が解離して酸素分圧が高くなり そのために橄欖石と輝石類が 異常に Mg に富んでいる (SIGURDSSON と BROWN, 1970)。

“サヌカイト質安山岩” マグマもかなり水分に富んでいたらしいので もちろんその程度には差があるだろう

第5表 マグマ(斑晶生成時)の比較

|      |  |                                |
|------|--|--------------------------------|
|      | パリクチン産安山岩                              | “サヌカイト質安山岩”<br><パリクチンのものと比較して> |
| 温度   | 1110±40°C                              | 液相温度直下<br><やや低温?>              |
| 含水量  | 2.2±0.5%                               | <より多量>                         |
| 酸素分圧 | 10 <sup>-9</sup> ~10 <sup>-10</sup> 気圧 | <より高压>                         |

が Kolbeinsey 島におけると同様に H<sub>2</sub>O の解離による高い酸素分圧が期待できそうである。故に “サヌカイト質安山岩” マグマ (少なくともその一部) は パリクチン火山のものに比べてより高い酸素分圧下にあったらしいと言えよう。なおパリクチン火山の安山岩の溶融実験は 1100°C でなら 10<sup>-10</sup> 気圧よりもやや高い酸素分圧下で行なわれている。

これまでに述べた比較・考察をまとめたのが第5表である。

## 5. ま と め

何らかの原因によって揮発成分およびアルカリとアルミニウムが安山岩マグマ中に濃集しそれが急冷すれば “サヌカイト” 状 (つまりガラス質) の溶岩ができるのかも知れない。しかしながら この何らかの原因そのものについては 確実なところは判っていないように筆者には思われる。

これに対し ふつうに見られる斑晶に富む安山岩類と “サヌカイト質安山岩” の成因関係はすでに述べたことから かなり明らかになったと言えよう。すなわち水分に富む安山岩質マグマがあまり冷却しないうちに地表に噴出すれば後者が生じるらしい。

カルク・アルカリ岩系マグマは水分に富む傾向にある (久野 1965) から この岩系の安山岩マグマが液相温度直下の高温で噴出すれば 斑晶 (ことに斜長石) に乏しく わずかに含まれる有色鉱物斑晶は比較的 Mg に富むことが一般的に予想できる (UJIKI, 1972)。いっぽうソレイアイト質岩系マグマは水分に乏しいらしいから相対的に高温で斜長石が晶出しやすいだろう。そのためこの岩系の安山岩マグマが液相温度付近の高温で噴出すれば 斑晶量は少ないものの 有色鉱物に比べて相対的に多量の斜長石斑晶が含まれ かつ有色鉱物は Mg 成分に比較的乏しいのではなからうか。CARMICHAEL (1964) の記載したアイスランドの ソレイアイト質安山岩 (ア

イスランダイト)がこれに相当しそうである。

こうしてみると 高温(液相温度直下)で噴出したカルク・アルカリ岩系安山岩=無斑晶質カルク・アルカリ岩系安山岩=“サヌカイト質安山岩”と言えそうだが 他地域の無斑晶質安山岩について筆者はまったく無知なため予測の域を出ない。しかし上述の関連づけが正しいと大胆に仮定すれば “サヌカイト質安山岩”は特異な岩石とは決して言えない。そこでこのような岩石を示すためには“サヌカイト質”という語を用いる必要はなく 無斑晶質と付記すればこと足りそうである。そして石基がガラス質なことを強調したい場合——つまり典型的な“サヌカイト”に対して——は無斑晶・ガラス質安山岩とも表現すればよいのではなかろうか。もっとも逆を言えば 前述の関連づけに沿って“サヌカイト質”という用語を再定義すれば それはそれなりに岩石成因論的な意味を含んだ便利なことばとして通用するかも知れない。

## 6. おわりに

岩石学をタネに口に糊するようになったばかりの身にとって 客観的に総説的な紹介記事を書くことなどともできるものではない。しかし主観的ではあっても現在までの知見をまとめ問題点を指摘しておくことは決して無意味ではないだろうと考え なかば自身のための覚え書き的なものとして本論を書いてみた。“サヌカイト”と地質構造の関連性については全然触れていないが これはまったく筆者の不勉強のためである。また多少専門的になりすぎた部分もあるかと思われるが 考え方を紹介する上で欠かせないことがらなので削れなかった。

最後に 東北大学理学部岩鉱教室の谷口宏充氏には マグマのガラス化の問題について貴重な意見をいただき また香川県教育センターの山田邦保氏には 原稿全般についてのコメントと写真の提供をいただいた。写真複製には企画室 山本洋一事務官のご援助をいただいた。ここに記して感謝する。

(筆者は 四国出張所)

## 引用文献

- CARMICHAEL, L. S. E.(1964): The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland, Jour. Petrol. 5, 435-460.  
 地学団体研究会地学事典編集委員会(1970): 地学事典 平凡社

- EGGLER, D. H. (1972): Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma, Contr. Mineral. and Petrol. 34, 261-271.  
 堀越和衛(1972): いわゆる瀬戸内系火山岩類について 愛媛の地学 堀越和衛先生還暦記念号 11~49.  
 兼平慶一郎・坂野昇平・嶋崎吉彦(1971): 溶岩樹型をとりまく玄武岩中のカンラン石の組成変化 岩鉱 65, 188 (要旨).  
 KAWANO, Y., YAGI, K. and AOKI, K. (1961): Petrography and petrochemistry of the volcanic rocks of Quaternary volcanoes of northeastern Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3 7, 1-46.  
 Koto, B. (1916): On the volcanoes of Japan, B-δ)-2) The ancient volcanoes of the Inland Sea and its western extension in Kyushu, Jour. Geol. Soc. Tokyo 23, 95-127.  
 久野 久(1965): カルク・アルカリ岩系に関する問題点 岩鉱 53, 131~142.  
 KUNO, H. (1968): Differentiation of basalt magmas, In: Basalts (Hess, H. H. and Poldervaart, A. ed.) 623-688, John Wiley & Sons, New York.  
 倉沢 一(1965): 中国地方西部火山岩類の化学的性質(大山火山帯) 地調月報 16, 217~226.  
 松本 隆(1950): 瀬戸内系火山岩における混成現象 地質雑 56, 529~535.  
 SIGURDSSON, H. and BROWN, G. M. (1970): An unusual enstatite-forsterite basalt from Kolbeinsey Island, north of Iceland, Jour. Petrol. 11, 205-220.  
 杉 健一(1938): 四国高松付近の霞岐岩類; 特に其の Xenocryst について 地質雑 45, 451~452.  
 富田 達(1951): 岩漿進化の諸型式 九大理研報(地質) 3, 77~104.  
 UJIKE, O. (1972): Petrology of Tertiary calc-alkaline volcanic rock suite from northeastern Shikoku and Shodoshima Island, Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser. 3 11, 159~201.  
 WEINCHENK, E. (1891): Beiträge zur Petrographie Japans, Neues Jahrb. Min. Pet. Paleont. B-Bd 7, 150.  
 WILCOX, R. E. (1956): Petrology of the Paricutin volcano, U. S. G. S. Bull. 965-C, 281-353.  
 山口 勝(1964): サヌカイト類にかんする 2, 3 の知見 九大理研報(地質) 7, 131~138.  
 山崎貞治・大貫 仁(1969): 大阪府二上山地域におけるカルク・アルカリ岩系マグマの分化 岩鉱 62, 249~263.