

資 料

552. 323:551. 243:553. 2=81=956

褶曲地域の斑状岩層の問題*

S. A. Salun

小西 善治 訳

“斑状岩層”という術語は、1948年に A. V. Peive が初めて提案したものであつて、主として酸性熔岩の地表上噴出によつて生成された岩層に対して名付けられたものである。この種酸性熔岩は、中央カザスタンおよび北部 Tun-Shan の古生代中期の堆積層で重要な役割を占めている。Peive によれば、この種岩石は、厚層をなして広域にわたつて発達し、粗粒砕屑堆積物と密接な関連性をもっている。そのうえ安山岩質（一層塩基性）組成の噴出岩が同時に広く発達している際には、この種酸性熔岩は、堆積物組成中で卓越している。とくに興味があるのは、Peive が次のことを指摘していることである。すなわち斑状岩層は、モラッセ層、帯赤色湖成、陸成堆積物、有機源砕屑石灰岩および挾炭層を包含する準片麻岩系に属している。Peive によれば、この種の岩石系は、正常の地向斜帯に典型的なものでなく、地下浅所に存在する一層均質な構造をもつ短軸 (brachy-synclinal) 地向斜帯に特徴的に発達し、この岩層によつて隆起地帯と分たれている。

Khain は、この種岩層を陸地成火山源堆積物と名付けるのが妥当であると考えている。

カフカズ鮮新統の研究過程で求められたデータによつて、Khain は、酸性岩石 (石英粗面岩・粗面岩) ばかりでなく、塩基性岩石類 (玄武岩・安山岩) およびこれに対応する凝灰岩・角礫凝灰岩・凝灰質熔岩 (イグンブライト) を岩層の標式的 member として考えている。随伴岩石としては、湖成粘土・珪藻土・褐鉄鉱・礫岩等があげられる。層厚は Khain によれば 100 m、ときには 1,000 m に達する。さらに Peive のように Khain は、この種岩層が地向斜地域の山間 (沈降) 内凹地に典型的なものと考えている。

これよりやゝ先き立つて、Strakhov は 1946 年地向斜地域の褶曲地帯への転移階梯に対応する沈積・堆積期の地質学的履歴型 (historical-geological type) をとくに区分する必要性を強調した。さらにこの地質学的履歴型は、正常の地向斜型に対応する海底噴火と異なり、陸地噴火 (subareal) が広範囲に発達することを示すものであると述べている。1948 年に出版された“地質履歴学の基礎” (historical geology) で、Strakhov は、陸源堆積物の他の相累系とともに、造構運動の激しい地域に局在する陸源堆積、噴出物累系をも区分している。この種累系の構成 (層序) には、熔岩・凝灰岩・角礫凝灰岩の互層が含まれている。マグマの特性によつて、酸性熔岩か塩基性熔岩かが卓越しているのが認められる。岩石累系の 2 次的 member としては、湖成堆積物が干与している。陸源性噴出堆積累系は、山間盆地 (凹地) の堆積累系を随伴し、走向に沿つて後者に遷移する。Strakhov は、上述特性から明らかなように、Peive の斑状岩層と類似の著しい特性を明らかにしている。

本論文で利用されているデータは、クラスノヤルスク南部および沿海州における著者の野外研究によるものと、主としてソ連地質学者の多数の著作から一部引用した。

1. Sikhote-alin 地域の白堊紀晩期および新生代の噴出岩類

Sikhote-alin の山岳地帯では、新しい時代 (白堊紀晩期・新生代) の噴出岩層がきわめて広

* Салун, С. А. : Порфи́ровая формация складчатых областей, Известия академии наук СССР, Серия Геологическая, No. 7, 1957

資 料

範圍にわたつて発達している。Solovev によれば、白堊紀晩期・新生代の噴出岩類の占める面積は、75,000 km²であつて、そのうち 32,500 km²は酸性熔岩で占められている。Solovev は新期の全噴出岩類を2系に区分している。

a) Sikhote-alin 南部 (白堊紀晩期, 古第三系)

石英粗面岩・石英安山岩・安山岩・石英斑岩・玢岩・粗面岩および長石斑岩で代表される。

b) 北部 Sikhote-alin (新第三系, 第四系)

主として玄武岩・安山岩質玄武岩および安山岩で代表される。

沿海州南部の一層詳しい火山岩の分類系に対しては、M. A. Favorskii が提案している。

- 1) 第四紀玄武岩類, 層厚 200m
- 2) 始新世—中新世: 石英粗面岩・凝灰質石英粗面岩, 層厚 200m
- 3) 中新世—鮮新世: 礫岩類・粘土・砂類
- 4) 始新世: 黒曜石・浮石質凝灰岩, 層厚 200 m, 花崗閃緑岩質斑岩が貫入している。
- 5) 古第三紀: 安山岩, 層厚 500m, 灰色花崗閃緑岩および赤色花崗岩が貫入している。
- 6) 白堊紀晩期: 斑岩, 層厚 1,000m, ハンレキ岩・石英閃緑岩。
- 7) 白堊紀晩期: 石英質斑岩・斑岩質凝灰岩・ハンレキ岩およびハンレキ質閃緑岩が貫入している。

著者は火山岩質岩石累系の層序関係に関する研究を、1947~1949年に行い、その結果は本論文にかゝげられている。著者のデータによると、白堊紀晩期—古第三紀の火山岩層は、全体として岩石累系を構成し、各岩石の間には、噴出の中断期が認められ、地域的には不整合関係を示す。

白 堊 紀 晩 期

1. Sinachin 累層

暗灰色・帯緑灰色・帯赤灰色・褐色の輝石・角閃石玢岩・斜長石玢岩からなり、そのなかに凝灰質角礫岩・凝灰質砂岩・層灰岩の層間層およびレンズが挟在している。層厚 300~500m である。

2. 漸新統

- a) 斜長石斑岩層: 暗灰色・帯緑灰色・暗緑色, 斜長石斑岩類および石英斑状岩類で代表され、ネバダ岩質凝灰岩および珪化層灰岩を挟む。層厚 300~700m。
- b) 曹長質斑岩層: 淡灰色・黄灰色・帯藤灰色の曹長石質斑岩・石英質曹長石斑岩・層灰岩層, 層厚 100~150 m。
- c) 石英斑状岩層: 灰色・緑灰色・帯藤灰色・肉桂灰色の石英斑岩・黒雲母の斑状分結物・凝灰岩を伴う。層厚 200~400m。
- d) 長石斑岩層: 灰色・緑灰色・帯灰すみれ色の長石斑岩・石英斑岩・石英斑岩質凝灰岩からなり、その基底には、凝灰角礫岩, 凝灰質砂岩が存在する。層厚 150~250m。

古 第 三 系

3. Terneisk 統

- a) 玢岩層: 暗灰色・緑灰色・暗緑色の角閃石玢岩からなる。層厚 400~800m。
- b) 安山岩層: 暗灰色・暗緑色の安山岩および安山岩質凝灰岩からなる。層厚 300~700m。

4. 珪長質石英粗面岩層

- a) 下部火山岩層: 黒色・赤色・暗緑色・黒曜石の松脂岩・tuff-lava からなり、黄色・灰色層灰岩の薄層を挟む。層厚 200~500m。
- b) Tadushin 層: 礫・砂・粘土層・凝灰岩・Opoka (多孔質珪質岩石)・褐炭からなり、植物化石・*Sequoia Langsdorffii* Heer, *S. chinensis* Endo (始新世~鮮新世) を産する。

層厚 100~200m。

c) 上部火山岩層: 淡灰色・淡黄色・帯灰緑色の石英粗面岩・石英粗面岩質凝灰岩からなる。層厚 200~500m。

新 第 三 系

5. Sikhote-alin 統

煉瓦色凝灰岩と互層をなす灰緑色・暗緑色の緻密質安山岩・安山岩質玄武岩からなる。見掛層厚 100~300m。

1つの累層・層群も普遍的に分布していない。全累層・層群は、層厚ならびに組成が相対的に不安定であることで特徴付けられる。

組成、層序の構造、岩相変化、各層ならびに全累系の存在(発達)条件の研究によつて、次のような結論が求められている。

酸性火山岩の平均総層厚は 1,650m, 塩基性, 中性火山岩は 1,600m である。火山源岩層と互層をなす水成岩の層厚は 250m を超えない。

塩基性, 中性火山岩類は主として熔岩類で代表され, そのうち安山岩と安山岩質玄武岩類(60%)が主要な役割を占めている。次で玢岩(角閃石質・輝石質・斜長石質)である。主要組成の地層中では, 凝灰岩・凝灰角礫岩・凝灰質砂岩は, 所によつてはその層厚が各累層の総層厚の半ばに達することがあるが, 一般には従属的位置を占めている。反対に酸性火山岩中では, 砕屑岩層は噴出岩に著しく卓越しているのが観察されている。普通の岩屑, 晶質砕屑凝灰岩および凝灰角礫岩とともに, tuff-lava (ignimbrite) が広域に分布している。したがつて石英斑岩・長石斑岩・角斑岩で代表される固有の熔岩類は, 酸性組成の地層の全層厚の 20~25% 以下である。

噴出地表条件を示す明瞭な indicator は確認されていない。間接の indicator によつて炭化植物の砕屑片が凝灰岩中に広く分布しているのが指摘されている。次で海底噴出の争う余地のない indicator 一玢岩中に発達する枕状節理および挿間層灰岩一 が認められている。

全地層は例外なく, Sikhote-alin の主分水嶺地帯で薄化ドーム状隆起の軸部一し, 日本海沿岸地域一同一隆起地域の東翼一 で肥大するのが認められている。例えば Sinachin 層群の層厚は西方から東方にかけて 300m から 500m に肥大する。Orgin 層群は 600m から 1,200m まで, Ternei 層群は 400m から 1,500m までそれぞれ層厚を増している。

累系の層厚肥大は, 各層群および挿間層の厚さの増加によつて起つているが, さらにまた地層層序の間に新しい挿間層が出現して, 層厚が増大している。この種の挿間層中で主要な役割を占める地層は, 凝灰質砂岩・層灰岩・珪質岩類からなつている。

火山岩石累系の層序の構造には, 特異な輪廻性が認められている。この種の輪廻性が存在するのは, 層序が塩基性岩石類(Sinachin 層群, Ternei 層群) から始まつて酸性岩石類(Orgin 層群, Felzo luparitov 層群) に終る数 member に区分されるので明らかである。Sikhote-alin の安山岩・玄武岩に関しては, S. P. Solovev が推定しているように, 一層新しい時代に生成された他の岩石累系に入れられるようである。

とくに興味があるのは, 上述の火山源岩石累系がいわゆる沿海州花崗岩状岩石類の貫入と, きわめて明白な会合関係一時間的・空間的一を示していることである。この種の岩石類は M. A. Favorskii, F. Shinwlin およびその他の研究者が記載し, 広範囲にわたる火成岩類一ハンレキ岩, ハンレキ花崗閃緑岩から石英モンゾニ岩にわたり, 黒雲母花崗岩・角閃石花崗岩が卓越的に発達している一で代表される。沿海州花崗岩状岩石類は, 様々な大きさの岩株, 貫入岩体, 餅盤および多数の岩脈を形成し, Orgin 層群および Ternei 層群の岩石類ならびに一層古期の地層を切つている。したがつて貫入岩の形成は長期間にわたつて行われたことを示している。

M. A. Favorskii によれば, Ternei 層群と一部分, Felzo luparitov 層群を被覆する熔岩流の生成時期と一致する3貫入相が区別できると考えている。他の研究者一筆者もこの見解にぞくしている一は, 3相でなく, 少なくとも5貫入相が起り, Orgin 層群および Sinachin 層群の生成期に対応する貫入岩累系の生成期が区別できると推定している。

きわめて興味があるのは, 火山源累系の member 中に入れられる岩石類の賦存条件である。まず第一に注目すべき現象は, 火山源累系と古生代後期および白堊紀の下部褶曲岩石類系とを分つきわめて明確な斜走不整合関係が存在することである。不整合面の角度はしばしば $90\sim 120^\circ$ に達することがある。したがって走向にも不一致がきわめて明確にみられる。火山源累系の岩石類は一般に緩傾斜で存在しているのが特色となつている。すなわち Sikhote-alin の主分水嶺地帯ではほとんど水平に近い状態を示している。しかし Sikhote-alin の東斜面, とくに日本沿岸に直接する地帯では, 緩傾斜岩層は広域にわたつて錯雑化し, 緩やかなドーム状・テラス状隆起地帯とU状沈降凹地帯を形成している。隆起地帯と沈降凹地帯の延長は 10km にわたり, その上地体構造の翼部の傾斜は, $15\sim 20^\circ$ 以下であるが, 海岸の直接する地帯のみは, 一層強烈的な擾乱作用を蒙り, 地域的には, 急傾斜の翼部をもつ急傾斜皺曲構造 (closed fold) が形成されている。

他方においては, 造構運動成裂罅, 断層, 衝上げが広域に発達しているのが常に認められる。この種地体構造の発生と分布状態とは Sikhote-alin にみられるドーム構造かあるいは脊斜状隆起または向斜状沈降凹地帯かの生成と関連性がある。

2. Minusinsk 凹地およびその周辺の岩石層を構成する

シルル紀晩期・デボン紀の噴出岩

シルル紀晩期・デボン紀初期には, Minusinsk 凹地およびその周辺 —まず第一にイヅネツアルタイおよび西部 Saian をあげる必要がある— の岩石層中には, この地域がきわめて強烈的火山活動の活舞台であつたことが認められる。したがってこの地域では, 組成が多様で複雑な容貌を呈する厚層の火山源岩石累系が形成されている。この種岩石累系の層序区分はきわめて困難である。しかし最近 N. A. Beliakov, V. S. Meleshchenko, G. I. Teodorovich, B. N. Kracnikov および多数の研究者の研究によつて, 層序区分問題の解決はある程度成功をおさめている。クラス, ヤルスク地域南部の火山源岩石層の層序は, 現在次のように区分されている。

上部 シルル系

1. Usin 凹地の噴出岩層

下部は灰緑色・帯緑色・暗緑色の玢岩・安山岩類・安山岩質凝灰岩からなつている。上部はバラ色・帯赤色・帯黒色・帯肉桂色の石英斑岩類・長石斑岩類・角斑岩からなつている。総層厚は 1,500~2,000m であつて, 北東 Tuva に発達する Alash 累層とかりに対比されている。

下部 デボン系

2. Chelan 統

a) 砂質礫岩層 (Abakan 河の中流では UST-Matwr 層, Tubino-Sudin の山間地域では Terekhtin 層と名付けられている) は帯緑灰色・帯黄灰色・帯赤灰色の赤色礫岩・砂岩・游泥岩類・珪質粘土岩類からなり, その層厚は 200~400 m (Tubino-Sudin 山間河地域, Uibatskii 山頂) から 1,200~1,500m (西部 Saian, Avakan 河の流域の盆地状向斜凹地帯) にわたる著しい変化を示す。多くの地域では, Asteroxylon elberfeldense の遺骸が確認されている。

b) Kharadzbul 層 (Chelan 統) は, 灰色・帯緑灰色・帯灰緑色・帯灰肉桂色, ときには赤褐色の玢岩 (輝石質, 角閃石質, ラブラドライト質, 中性長石質) が主となり, しばしば杏

仁状構造をもつが、ときには枕状構造を示し、赤色凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質遊泥岩・凝灰角礫岩と互層をなしている。地域的には、その上部は、帯赤肉桂色長石斑岩・松脂岩が卓越していることがある。層厚は1,500mから3,000mにわたる。

c) Imek 層は、Avakan 河の流域にだけ確認されている。この種地層は、凝灰質砂岩と粘土質石灰岩(層厚 100~150m)と互層をなす珪長岩で代表される。Tubino-Sudin 山間河地域ではかりにこの地層が区分されている。この地域では、帯灰バラ色、帯灰肉桂色珪長質斑岩類が発達し、その層厚は300m以下である。

中部デボン紀

3. Tashtupsk 統

a) Tolochkov 層は、Minusinsk の南西部地域のみが区分されている。この地域では、帯赤色砂岩と遊泥岩とが互層をなし、堆積輪廻相が明瞭に認められる。この層中にも、礫岩・礫層・泥灰岩が数枚挟まれている。層厚、1,500 m以下である。

b) Tashtupsk 層は石灰岩・泥灰岩からなり、そのなかには多数の *Acrospirifer subgregarius* を産出する。前層と同様に Minusinsk 地域の南東部でのみ区分されている。層厚は100~200 mに達し、その生成年代は、Eifel (D_2^1) と同定されている。

4. Avakan 層

Minusinsk 凹地の南西部では、本層は、Tashtupsk 統に整合に重なり、凝灰岩・凝灰角礫岩と互層をなす角閃石質、ラブラタイト質、安山岩質玢岩からなっている。総層厚は1,500m以下である。Nivatsk 山脈の南斜面では、Avakan 層は、Chelan 統に平行不整合に重なり、花崗岩状岩石が貫入している。この地帯では、Avakan 層は、帯赤色礫岩・凝灰角礫岩・砂岩・凝灰質砂岩からなり、そのなかに石灰岩のレンズを挟んでいる。本層は長石斑岩および長石斑岩質凝灰岩で覆われている。総層厚は、200mから700mである。Tuba および Sudin の2河川の流域では、Avakan 層は、帯灰バラ色、帯灰肉桂色、藤色長石斑岩、長石珪岩質凝灰岩で代表され、層厚は100~300 mである。地域的には、その上部にカンラン石質玄武岩が認められている。

Avakan 層の生成年代は、Zhivetsk 階の初期にあたっている。

Usin 凹地に発達する噴出岩層は、西部 Saian 地域にだけ確認されている。Tashtupsk 層と Tolochkov 層とが区分されているのは、Minusinsk 凹地の南西部地域だけである。Avakan 層は、西部 Saian では欠失している。この地域(西部 Saian)では、下部デボン系が最も広域に分布し、好露出が認められる。

この地域の露出を部分的に比較すると、酸性噴出岩と塩基性噴出岩との量的関係には規則性がみられないことを示している。例えば、西部 Saian の盆地状地向斜地帯では、この比は2:1で酸性岩石類が卓越しているが、他の全露出地帯では塩基性、中性岩石類が多量を占めている(Minusinsk 凹地では2:1、Batenevsk 地帯および Uibat 山脈では6:1である)。したがって負地形あるいは正地形と層序の位置座標とにみられる相関関係の変倚にも、なんらの規則性が認められない。

噴出岩に随伴する帯赤色岩石層は岩相が異なっている点において問題である。この種の岩石層の層厚は、Minusinsk 凹地の南西部の最沈降地帯では2,500 mに達し、Uibat 山脈および Batenevsk 山脈地帯では250~300 mに薄化している。これらの地域に発達する噴出岩層(1,750 mから3,000 mまで) および噴出岩累系(1,750 mから3,000 mまで)の総層厚も、この状態に対応して変化し、Sikhote-alin 山脈の斑岩累層にみられるような現象が認められる。

全露出地域にみられる塩基性、中性噴出岩類は、主として熔岩類(60~70%)で代表され、そのうちでは、輝石質、角閃石質、斜長石質玢岩および安山岩類が卓越している。この種の岩石類は、厚さ1.5~2 mから8~10 mにわたる熔岩流—比較的延長のきく—を形成し、凝灰岩・凝灰質角礫岩・凝灰質砂岩層と互層をなしている。

酸性噴出岩類では、凝灰岩と tuff-lava が卓越している。固有の熔岩類は、石英・珪長石質斑岩類で代表され、まれには長石斑岩がみられる。

噴出岩層の層序を検討すると新しい時代に生成された Sikhote-alin の噴出岩層でみられるのと類似の輪廻相が累層中に出現している。Batenevsk 山脈、Uibat 山脈の最も単純な構成を示す層序は、塩基性熔岩で始まり、酸性熔岩で終わっている。Minusinsk の北東部の地層層序には、次輪廻の基底を代表する Avakan 層のカンラン玄武岩が輪廻相中に出現している。西部 Saian の盆地状地向斜帯では、下部噴出岩層に対応する一層古期の輪廻相が認められる。この輪廻相は、玢岩類・安山岩類から始まって石英斑岩・珪長石斑岩で終わっている。

最も興味ある現象は、Avakan 累層の噴出岩層の構造に現われている。一層小規模の輪廻(現象)相である。Avakan 川の右岸 Monok 川河口地域には、次のような組成をもつ小輪廻の互層を確認している。

- 1) 凝灰角礫岩(または凝灰礫岩): 膠結組成によれば玢岩に対応する。層厚 1~1.5 m。
- 2) 玢岩(輝石質または輝石角閃質): 塊状をなし、その色調は緑色または帯肉桂灰色を呈する。層厚 2~3 m である。
- 3) 安山岩: 色調は淡緑灰色である。層厚 0.8~1.2 m
- 4) 凝灰質砂岩(ときには、石灰質砂岩・泥灰岩・泥灰質石灰岩): 層厚 0.2~0.4 m。

Minusinsk 凹地に発達する古生代中期の火山源岩石累系は、ある種の成層ときわめて密接な会合(共生)関係が認められる。この種の成層は、いわゆるモラッセ層の特性をもつ赤色湖成、陸成層と花崗岩状貫入体からなっている。斑岩相層とモラッセ的赤色堆積層との相互関係にみられる特性は、特定の地層層序を対比すればきわめて明確に捕捉される。この種の相関関係は碎屑岩石層が沈降地帯で斑岩層と互層をなし、脊斜構造の翼部で尖滅することに帰する。このような玢岩層と碎屑岩層との(岩相)交代現象は、走向方向に起り、向斜構造地帯にふたたび現われている。

西部 Saian の Djoisk 花崗岩 Uibat 山脈の Sirsk 貫入岩、Irbín 深成貫入岩体および Tuḃino-Sudin 山間川流域の他の多くの貫入岩体に属する上述の貫入岩系の生成年代は、デボン紀初期、一部はデボン紀中期と決定されている。これは、この種貫入岩体の大部分が Chelan 統の岩石中に貫入するとともに、Chelan 統にみられる岩石の破屑片が Avakan 層の岩石中に捕獲されているからである。

この種の斑岩層の賦存条件、とくにその擾乱度に関しては、Sikhote-alin の火山源累系ときわめて近似している。すなわち巨脊斜構造(西部 Saian, Uibat, Batenevsk, ドーム状隆起)の隆起部はきわめて緩やかな傾斜を示し、局部的には、水平状をなす。さらに噴出岩層は、隆起帯と沈降帯とを形成し、多数の裂罅が発達して錯雑化している。

ドーム状隆起地帯の翼部には、噴出岩・凝灰岩が主として単斜状に発達している。傾斜角は 20~30° に達する。

最も複雑な擾乱現象は、Minusinsk の南西部の沈降凹地帯、とくに巨破砕帯 — Minusinsk 凹地と西部 Saian 地帯とを分つに直接する地帯で認められる。この地帯では、Chelan 統と Tashtupsk 統の岩石には、急傾斜皺曲が形成され、翼部の傾斜は、70~90° に達し、ときには転倒現象が認められることがある。しかし褶曲中には、片状構造、断裂劈開の形成がみられない。さらに葉状構造を欠失している。

火山源岩石累系の発達条件の特性は、基底面にみられる明白な斜走不整合現象を考慮に入れなければ十分に解明できないであろう。このような不整合は、広域的性質をもち、造構造運動のきわめて重大な変化を背景にして発生したものである。

3. 文献データによる斑岩相層の分布について

上述の2火山源岩石累系を比較すると、相違とともに次のような類似性をもっていることが

明らかとなる。

- 1) 広域にわたって分布し、その面積は1万~10万 km² に達する。
- 2) 塩基性、中性噴出岩と酸性噴出岩が同時(様々な相関関係を示す)に存在するが、前者では熔岩、後者では凝灰岩で卓越している。
- 3) 地層層序にみられる輪廻相には一定の構成成分が存在する。
- 4) 著しい層厚をもち、1,000 mに達する。しかし、脊斜構造の隆起部では薄化し、同一構造の翼部では肥大する傾向がみられる。
- 5) 花崗状貫入岩体と密接な共生(会合) 関係を示す。
- 6) 引張性擾乱が広域にわたって発達している場合には、褶曲の発達度は弱い。
- 7) 広域にわたってきわめて明確な斜走不整合がみられ、火山源岩石累系はこの不整合面によって一層古期の地向斜堆積層と分かれ、造構運動を背景とするきわめて重要な地塊の変化を伴っている。

この種の諸現象は、斑岩相層の区分にあたって鍵層となつている中央カザスタンのデボン紀火山源岩石層の固有な現象となつている。現象の類似性は、単層の形成条件、とくに造構運動の類似性を確かに示すものである。したがって上述の諸現象(indicator)を統合化すれば、単層(formation)を充分特色付けられる。さらに地質文献中に記載されてある若干の火山源岩石相系も、斑岩相層に分類するみちが開かれるであろう。斑岩相層は、文献では充分知られていないが、ソ連の各地にきわめて広域に分布する単相であることが考えられる。

現在の東部アジアの地向斜地域内では、斑岩相層には、カムチャッカ半島の現世、一部鮮新世の熔岩類が属するようである。

ソ連の南東部のアルプス褶曲地域では、ザカルパチヤ、大カフカズおよび小カフカズで斑岩相層に出会す。この地域に発達する斑岩相層の生成期は、新第三紀であるが、まれには後鮮新世のものがある。

Transilvani 凹地に発達する斑岩相層の生成初期は、トルトン階にあつている。これは Solotvinsk 凹地帯のトルトン統の基底に2~3枚の石英安山岩質凝灰岩が挟在していることで裏付けられる。Arfold 凹地の酸性凝灰岩、熔岩類はトルトン統の上部にあつている。本層の下部には、サルマアトイ階初期の挾炭層が存在し、その上部には、Vugorlat-Gutin 山脈の基盤を構成する安山岩・石英安山岩・tuff-lava 質角礫岩の厚い累層が重なつている。火山源岩相層の地層層序は、Vugorlat-Gutin 山脈の同一累層の上部を構成する鮮新世の安山岩質玄武岩と玄武岩で終わつている。

カフカズの鮮新世または後鮮新世の斑岩相層は、安山岩・石英粗面岩・凝灰岩からなり、その厚さ500mに達し、Elbrus から Aragr, Terek 地域にわたる。ほとんど250 kmの地域に発達している。小カフカズの Aagotus 山附近でも、安山岩類・石英安山岩類・石英粗面岩類・玄武岩類からなる同時期の斑岩相層がみられる。

さらに極東およびソ連の北東地域の著しい部分を占める白堊紀褶曲地帯では、斑岩相層が広域に発達している。上述の Sikhote-alin の白堊紀後期および新生代噴出岩以外に、Arazeisk, Iukagir 両台地、Polouesn, Tas-khaiakh Takh の両山脈およびその他の地点に残存している白堊紀噴出岩(酸性凝灰岩・熔岩類・層灰岩類)も、斑岩相層に入れられる。Arazeisk 台地 Arga, Tas 山脈ジュラ紀の火山源岩石層が斑岩相層に属していることは疑問の余地がない。三疊系および古生層に不整合に覆う火山源岩石層は、球状構造の安山岩質熔岩類・玢岩・玄武岩・玄武岩質凝灰岩からなり、緩傾斜の成層を形成し、総層厚1,200 mである。その上位層(厚さ1,300 m)は凝灰岩・層灰岩からなり、少量の安山岩類・玢岩類・斑岩類が挟在している。

さらにその上部には、酸性凝灰岩と斑岩類・長石斑岩・石英粗面岩・粗面岩からなる熔岩流とが交互層を形成しているのが認められる(総層厚700 m)。すべてこの種累層の生成期は、ライアス世後期と考えられている。Batskii 堆積物は安山岩質凝灰岩・層灰岩累層で代表され、

層厚約 400 m である。地層層序は、凝灰岩・層灰岩・凝灰質角礫岩層と互層をなす安山岩類・玢岩層で終わっている。生成年代は中部ジュラ紀後期および上部ジュラ紀前期にあつている。

ウラル、シビルスク褶曲地帯には、斑岩相層が相当広く分布している。この地帯では、シルル紀からジュラ紀にわたつて噴出した斑岩流が注目をひいている。

デボン紀の斑岩相層の好例は、すでに述べた Minusinsk 凹地の噴出岩以外に明確な 2 層員(構成)からなる北部カザスタンのデボン紀の火山源岩石累系があげられる。本累系の下部層員はデボン紀前期の安山岩質玢岩・安山岩からなり、上部層員は、デボン紀中期の曹長石斑岩、石英斑岩からなつている。Tenizskoi 凹地では、この種の火山源岩石層の総層厚は 3,000 m に達している。Kalbin 山脈(Sardzhalsk 層)および Rudnui Altai (噴出凝灰質層)の斑岩相層の生成年代は石炭紀晩期かあるいは一層新しい時代であると考えられている。この種の単層は主として安山岩質岩石からなり、Kalbin 花崗状岩石系と密接な関連性が認められている。

ザバイカルの火山源岩石層は、膨大な地域を占め、その組成構造がきわめて複雑である。生成年代も、M. S. Nagibina のデータによれば、西部では古生代晩期、東部ザバイカルではジュラ紀後期にわたつている。さらに中央ザバイカルに発達する火山源岩石層は、二疊紀全期、三疊紀全期とジュラ紀のほとんど全期にわたつて形成されたものである。

最近 Russkii Plate-form を覆う古期堆積岩中で、斑岩相層にきわめて類似する地層が明らかにされている。Kaluzhsk 隆起地帯では基盤の結晶片岩と中部デボン系との間に安山岩と安山岩質凝灰岩との薄層の互層が挟在している。Berst 地域では、噴出凝灰源層—動物群で同定されている下部カンブリヤ系の下部—が認められている。

斑岩相層に属する火山源岩石累系の総数は、外国の実例をあげれば、簡単にふえるであろう。例えばニュージーランドの有名な流紋岩、アラスカ、コルデイラ山脈、メキシコの新时期噴出岩類、西部ヨーロッパの内陸凹地の古生代晩期の噴出岩類があげられる。しかし、これらの斑岩相層を詳細に記述するのは、本論文の課題の枠をでる。したがつてこゝでは、上述の諸記載の結論として次のような興味ある現象を指摘しておこう。すなわち斑岩相層の生成年代が古ければ、(中生代中期より古期の場合)造構運動を背景とする本質的な変化を蒙らずに、常に赤色湖成、陸成層、一碎屑成有機源石灰岩、クルム層、挾炭層等からなる一で覆われている。しかし斑岩相層が一層後期の地質年代に形成された場合には、規則通りに水成堆積物質被覆層を欠失している。

4. 斑岩相層の生成条件とその生成機構

すでに述べたように組成、層厚、層序構造特性、分布面積の大きさ等の斑岩相層の指標は単層の生成条件、第一に造構運動条件を明白に示している。

斑岩相層の生成の造構運動的条件とはいかなることを意味するのであるか?

多くのデータを総合すると相当高い精度で次のことが考えられる。すなわち斑岩相層の大多数は、多数の花崗岩状岩石類の貫入岩体の生成期と同様に、地向斜帯における堆積の沈積終了後にか、あるいは褶曲基盤の構造が形づくられてから形成されたことが推定できる。いま地殻を構成する花崗岩質殻が地向斜の発達過程で形成されるという仮説が認められるならば、斑岩相層(それに随伴する貫入花崗岩状岩石相のように)は、花崗岩殻の下部構造階(lower structural level)一褶曲基盤—の形成後に生成されたことが確認される。この結論は(1)斑岩相層の基底部に著しい斜走不整合がみられること、(2)造構運動を背景として起る著しい地殻の変動に伴う地層の不整合現象の存在すること、(3)斑岩相層の地体構造がもつ特定の特性等に基づくものである。さらに先に斑岩相層数中で最も新しい地質時代に形成された地層が、地向斜帯における堆積沈積作用および地向斜様式一般の消滅階梯に対応するモラッセの容相を呈することは見逃せない。上述の諸例ではモラッセ層は Sikhote-alin の Partizan 累層(Cr₂

cnmtt) および西部 Saian の Shishtuk 層 (S₂ld) と上部 monok 累層である。

しかし他方において、斑岩相層が地向斜地帯の全領域にわたつて、地向斜様式の消滅後にのみ形成されるものとするのは正しくないであろう。前章で述べたデータによれば、任意の地向斜地域には、長時間にわたつて、斑岩相層に対応する噴出、火山作用の発達に好ましい条件が存在していたことが推定される。この条件は、初期に凝固作用を受けた地域 (中央地塊) から地向斜様式の消滅がおこなわれている地域 (残存沈降凹地帯) へ逐次伝播する。

調査データによれば、正の構造要素 (ドーム状隆起) が隆起し、負の構造要素 (凹地) が反対に沈降する際には、噴出岩相は強烈な分化造構運動 (differential tectonic movement) の条件下で生成されることを裏付けている。この状態は、ドーム状隆起地帯の翼部で火山源岩石累系の厚さが肥大し、沈降凹地で薄化するとともに隆起地帯のドーム状部分では堆積岩の挿間層、薄層がほとんどみられない原因となつている。すなわちこの状態のために、斑岩相層の噴出、生成の典型的な、かつ卓越せる形成作因として、陸地爆発噴出現象を考慮することができない。これは山間沈降凹地の (条件) 環境でか、あるいは海底噴出産物かにはしばしば出会することも明らかである。

調査データによれば、斑岩相の火山源岩石層は、普通 2 千～5 千万年のオーダに対応する著しい地質時間にわたつて各地域に生成されたことを示している。したがつていわゆる好ましい作用過程条件がきわめて長い地質時間に保持されることが推定される。

最も複雑な問題は、斑岩質噴出ならびに花崗岩状岩石の貫入の源泉となるマグマの溜りの性質と状態に関する問題である。この問題を検討するためには、マグマの溜りと地表面とを連絡する火道、上昇通路の特性および噴出岩石層の形成機構に関する明確な概念をもつことが必要である。

いま斑岩相層の占めている面積と、酸性、中性熔岩の粘性度に関する周知のデータとを比較すると、斑岩相層を構成するあらゆる岩石塊が中央噴出型か、あるいは裂罅噴出型の単一な噴出機構 (apparatus) 一きわめて大きなものであつても一による火山活動の産物ではないという仮定が当然考えられるはずである。この仮設は主として凝灰岩・凝灰角礫岩で代表される酸性岩石類にはとくにあてはまるようである。この種岩石類は、延長、層厚については多少持続性をもつ被覆層を形成し、きわめて限られた範囲では、熔岩流の形をとつている。

現在自由に使えるデータによれば、現実に斑岩相層の発達する地域では、2 型の小噴出機構の残骸が広域に分布していることを示している。

第一の噴出型は、円筒状型態 (またそれに近い) の火道の遺骸で代表される。この例としては Novaia, Taign から Tetiv 川に遡つて 2 km の地点の左岸に露出する neck があげられる。neck は径 140～150 m であつて規則正しい帯状構造をもち、内帯、外帯からなつている。

外帯はリング状型態 (径 30～40 m) を示し、淡灰色あるいは淡黄灰色の酸性凝灰岩からなつている。この種凝灰岩中には火山ハリの碎屑片および周辺岩石 (主として白堊紀後期の Partizan 層の粗粒砂岩) 類とが多量に含まれている。膠結物質は、石英と (まれには) 酸性斜長石との斑状分結物からなる酸性火山ハリである。さらに凝灰岩中には、接触変質作用の影響の跡が認められない Partizan 層の砂岩、游泥岩の巨塊 (直径 10 m 以下) が存在している。凝灰岩は淡灰色珪長斑岩脈で切られている。

内帯は、径 60 m に達し陶汰作用は全く蒙つてない噴出巨角礫一粒径 0.05～0.1 から 3～4 m 一からなつている。この種角礫は周辺岩石、珪長岩、酸性凝灰岩の多様な型態を示す巨屑砂片から構成されている凝灰岩源物質で膠結されている。凝灰岩源物質の含量は著しい変化を示す。この種の膠結物質の含量の特に高いのは内帯の北部である。さらにこの北部では、巨捕虜岩を形成する chert 状砂岩が認められる。この種砂岩には、凝灰岩源物質が注入 (inject) されている。

類似の进出相単層は、Arzamosov 温泉の噴出口の下流 1 km の Tetukhe 川の河谷、Alkov

温泉 (Sinancha 川の右支流, Iaudzdkhe 川の右支流群) およびその他地点に露出している。したがって噴出岩相層の分布は、当然、沿海州地域の範囲内に限られていない。

多くの neck がクラスノヤルスク地方の南部に知られている。この地域の neck 例としては、いわゆる上部 Monok 層—同名村で Avakan 川に合する Monok 川の左支流の Politor 温泉の上流地帯に発達する一 の岩石を切る neck があげられる。本 neck は3帯からなる。内帯は珪長岩 (径 8 m), 中間帯は、ハリ質, 碎屑質, 安山岩質凝灰岩 (径 5 m) からそれぞれなり, 内外帯は、径約15mであつて、凝灰角礫岩で充填され、周辺岩石の捕虜岩を多数含んでいる。この種捕虜岩中に存在する白雲岩化石灰岩は、再結晶作用を蒙り、帯淡バラ色および帯緑色の色調を呈し、接触変質作用の影響を示している。

この種 neck は、その構造中に珪長岩質組成の岩石類と安山岩質組成の岩石が共存しているのできわめて興味がある。こゝで、円筒形状状態の neck は、安山岩質熔岩ならびに酸性熔岩の特徴となつていることを指摘しておく必要がある。みごとな安山岩質 neck は Beik 川右岸の分水嶺 Tetukhe 川の河谷の左斜面、Inzu 川の河流およびその他の地点にみられる。

火道の他型の遺体は“所謂仮性岩脈”様碎屑状成層からなる岩脈状物体である。Tetukhe 川中流、同川左岸の露頭には、延長600mにわたつて、白堊紀後期の Partizan 層の褐色砂岩・游泥岩が露出し、黄灰色凝灰岩からなる5“岩脈”が貫入している。“岩脈”の厚さは0.5~2 m である。凝灰岩は、石英・カリ長石・砂岩・游泥岩碎屑物からなり、酸性ハリで膠結されているが、そのなかには、所によつて灰質部分の輪郭が識別できることがある。“岩脈”は周辺岩石と一致する走向ならび傾斜をもつているが、凝灰岩と砂岩との接触部では、凝灰岩が微割れ目に沿つて砂岩中に押し入つて定着した跡が認められる。Gorubushi 川右岸 (Tetukhe の左支流) の露頭では、酸性凝灰岩からなる“岩脈”が露出している。この種凝灰岩の60~70%は、石英・カリ長石・酸性斜長岩・砂岩・石灰岩・珪質頁岩からなつている。膠結物は、酸性ハリで流動構造 (flow texture) が明らかに認められ、さらに所によつては、灰質部分が膠結物中に識別される。

類似の仮性岩脈は安山岩組成の岩石でつくられていることがある。方解石に富む安山岩質凝灰岩からなる小岩脈群は Batenevsk 山脈の南部 (クラスノヤルスク地方) で認められた。Detlovo 村 (クラスノヤルスクのクルガンニン地域) 附近の露頭では、安山岩質凝灰岩の岩脈様体は、デボン紀初期の赤色砂岩を貫ぬいているのがみられる。

著者の見解によれば、仮性岩脈は、カタマイ型の噴火で自熱砂群が放出された (裂罅) 火道とマグマの溜との初期連絡路となつていた弱線帯が、碎屑物質で充填され形成されたものである。このような解釈は tuff-lava (イグニツブライト) が斑状岩石相層の中で広範囲に発達している事実と一致する。

仮性岩脈ならびに Neck は破碎帯か裂罅帯等につねに局在している。その数は1 km²あたり10~100箇所と測定されている。

このように斑岩相層の火山源成層の形成には、相互に接近した位置に存在していた多数の小火道 (volcanic apparatus) が重要な役割を演じている。Zavaritukii が指摘しているように、火山活動は、長時間にわたつてある地点に集中して行われたものでなければ、また一定の地帯、弱線上に局在的に出現したものでもない。火山源成層の堆積生成過程では裂罅型の巨大な火山機構および Elbrus の成層火山群は、重要であるが、一般的にみて二次的役割を演じている。

斑岩相層の生成機構に関する上述の概念が正しいものとするならば、噴出の源となるマグマの溜が比較的地下浅所—小裂罅と局所破碎帯とが連絡している程度の範囲を意味する—に存在するものとするのがきわめて論理的である。さらに類似のマグマの溜の存在が時間的に制約されていることも当然推測されよう。すなわちマグマの溜の発生は、地向斜地帯の閉塞過程と褶曲基盤の造構構造の形成過程と一致するようである。

5. 斑岩相層と関連性のある有用鉱床

最初に斑岩相層を規定した A. V. Peive は、この種の累層に賦存する有用鉱床について述べていない。V. E. Khain は、いわゆる火山源岩石層の標式的鉱物として自然硫黄のみをあげている。

もちろん、斑岩相層の特徴は、その形成と密接な成因的関連のある一定の鉱床群の存在する問題を考慮に入れなければ、ある程度完全なものとはいえない。

まず、第一には、塩基性組成の杏仁状溶岩と成因的に関連性のある自然銅の鉱床があげられる。この型の鉱床には、アメリカの Great lake 地域の有名な鉱床、クラスノヤルスク地方、Gornon shorin のある種の鉱床がこれに属する。

最も興味のあるのは、太平洋鉱床地区に広く分布する“bonanza”型の金、銀鉱床があげられる。

さらにいわゆる2次珪化作用と関連性のある鉱床群にも留意すべきである。N. I. Nakovnik は、明礬土・紅柱石・葉蠟石・ヂアスポル・鋼玉・蠟石・金・銀・銅・多種金属の多数の鉱床がカザスタン・ザカルパチャ・コルデイレルの酸性・中性噴岩と関連性があることを指摘している。Nakovnik によれば、多数の噴火機構の Crater または Crater の周辺部分に最も強烈に出現する噴気孔、硫気孔形成階梯の酸性ガスの活動と上述の鉱床の生成とが相関関係にある。したがって2次石英型の鉱床探査の科学的基礎を求めるには、斑岩相層中の噴出、凝灰源岩石層の形成機構に関する明確な概念を補足することが必要である。

さらに時間的にもまた空間的にも、密接に共存して出現する斑岩相層と花崗石状岩石との会合関係にも留意すべきである。したがって鉱床探査にあたっては、鉱床地区の構造が斑岩相層の造構図式で決定されることを考慮に入れるべきである。