

日本列島の生い立ちをさぐる

④-3

河合正虎

7 西南日本内側

西南日本内側の白亜系は 中国地方西部および北九州に豊西層群と関門層群とがある (第64 67図参照)。関門層群は古くから硯石層群ともよばれ 一部は中国地方東部 兵庫県下まで散在している。飛騨高原の手取累層群の上半部に当る石徹白層群は硯石層群とは同時異相の堆積物と見做される。ところが飛騨高原の西部には本戸累層とよぶ赭色岩からなる地質系統があつて 筆者は硯石層群の一部であると見做した。のみならず かつてはシル系¹の基底礫岩とか 二疊系の一部と見做された大谷礫岩も本戸累層の相当層とさえ考えられるに至つた。

西南日本内側には 硯石層群よりおくれ²て玢岩ないし安山岩ならびに流紋岩からなる中性および酸性の火山活動がきわめて激しかった。さらにそれよりも遅れていわゆる中国底盤として有名な白亜紀末の花崗岩類の貫入が大規模に行なわれている。

7-1 豊西層群

ジュラ系の項でのべたが 下部の清末層(厚さは500mをこえる)は植物化石を多産し ジュラ系最上部とみなされている。清末層に整合する吉母層は領石型動物群を含む。広島大学長谷見教授は 11属14種を識別したが それらの二枚貝には *Polymesoda (Isodomella) naurmanni* (NEUMAYR) *shiroiensis* (YABE and NAGAO) *P. (Paracorbicula) Sanchuensis* (YABE and NAGAO) 等のほかに *Corbicula (Mesocorbicula) tetoriensis* に類似するものも得られている。これらの化石のうちには九州の川口層から産する化石と共通のものが5種他に似たものが3種知られている。さらに清末層にも *Mesocorbicula tetoriensis* に似たものが得られている。吉母層は厚さがおよそ200mで砂岩頁岩の互層からなつて幾つもの層準から貝化石が密集して産し 上記の化石のうちには 関門層群の下部の脇野亜層群および朝鮮の洛東統に共通する *Brotiopsis kobayashii* SUZUKI および *B. kobayashii sinsyuensis* SUZUKI も含まれる。吉母層は高知世を示すが ことによると清末層の一部も高知世に属する可能性がある。吉母層の上部には砂岩礫岩の部分もあつて 層内に非整合が知られている。

7-2 石徹白層群

V ジュラ系の項でのべたので ここでは一部の事実を追加するに止める。最近筆者が白山の東側の大白川流域を地質調査所松野久也博士および西村嘉四郎技官と共に調査研究していたところ 詳細は今後検討を要するが この付近では 尾口累層は1,000m近い厚さがあると推定される。化石は *Corbicula (Mesocorbicula) tetoriensis* が下部から上部にわたる多くの層準から多数に産出し このほかに上部には僅かながら *Trigonioides* または *Nippononaia* が含まれる。別山の *Corbicula* はことによると赤岩累層に属する可能性がある。少し脱線するが別山山頂の硯貝の化石の断面が駒のひづめの跡に似ていて これから飛騨という地名が生じたといわれる。九頭竜川上流の和泉村は下穴馬 上穴馬両村が合併したが 上穴馬の持穴にはデボン系の石灰岩に子馬巢谷の白馬洞とよぶ鐘乳洞がある。石灰岩に含まれる腕足貝の断面が馬のひづめあとに似ていることからついた地名といわれる。

前田四郎教授(1960)は庄川の東の小鳥川支流の栗谷に石徹白層群の存在を報じた。筆者はその地域の一部の禿倉の東側ノゲクラとシンミツ谷の一部を調査した。この地域は人家より遠く離れ非常に峻岨で 調査の困難な峡谷であつて この地を最初に訪れた前田博士のご奮斗に敬意を表する。

シンミツ谷礫岩層 巨礫を含み おそらく石徹白川流域の山原礫岩に相当し ヨコ谷シンミツ谷の砂岩を主体とした地層はノゲクラ谷互層の下部であり 禿倉およびノゲクラ合流点より下流に頁岩を主体とした上部がある。この頁岩は 標式地の伊月頁岩に相当するだろう。

前田博士の見解によると上部に向つて粒度が粗くなるとみなされたが 筆者は地層が逆転したものと考える。白亜紀後期の面谷流紋岩類が石徹白層群を不整合におおい これらに対して飛騨片麻岩複合体が構造関係をもつて かなり広く分布する。さらに花崗斑岩がこれらを通り貫き いずれも新生界の安山岩類や礫層によつて一部がおおわれている。

岐阜県北部の神岡山付近には横山衝上とよぶ大きな断層があつて石徹白層群と飛騨複合岩類とを分離してい

る。神岡の茂住坑で最近-320m および-500m坑とよぶ運搬坑道を開きしたところが 両坑から片麻岩花崗岩等のほかに 礫質岩および黒色のホルンフェルス様岩石がかなり広い範囲に現われた。礫質岩は見かけが石徹白層群の基底部の庵谷峠層のものとよく似ている。坑道の上側の地表には片麻岩などからなっているので 礫質岩などが石徹白層群のものだとすると 地質は大きく逆転していることになる。しかし 礫質岩やホルンフェルス様岩石は堆積岩ではないと考える者もあり 早急に判断はできないが 興味のある課題が提供されたことを付言しておく。

7-3 関門層群 (硯石層群)

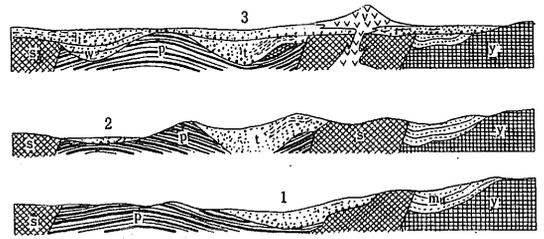
本層群は中国地方で一般に硯石層群の名で知られた。九州大学の松本教授らによって北九州および西中国で地層が区分されその層序が確立され 赤間関硯の材料に利用されたことから起こった硯石統 (Inkstone Series) の名は適当でないので 関門層群とよばれるようになった。北九州のいわゆる脇野層と硯石層群とは別個の地質系統と考えられていたものであるが いまでは硯石層群の主体は脇野亜層群であるとされる。

しかし 多くの地域で硯石層群の研究が行なわれているのかかわらず 岩質変化が激しく 化石を産出するところが 一部に限られているので 局所的な地層の区分はできても標式地のものに対比することが容易でなく このようなものはやはり硯石層群とよばれている。関門層群およびこれに類似する地層は 第64図に示されるように南朝鮮にもあって 慶尚層群とよばれ 下部が洛東 上部が新羅阿亜層群である。東京大学の故小藤文次郎教授は 西中国—北九州—南朝鮮のこれらを含めて 対島盆地とよばれた。小林名譽教授は吉母 脇野 下関等の地層の堆積と造山運動とを結びつけて第84図のような模式断面図を示された。

硯石層群の分布は津島盆地のほかに広島県東部 岡山県西部 兵庫県篠山盆地に知られ 類似する地層が福井県南部にもある。第64図の分布は現在知られている地域であるが 1億2千万年位むかしのものが むかしのとおりに分布することは到底考えられず 堆積当時は今よりもずっと広範囲にわたっていたのであろう。

(A) 北九州および西中国の関門層群

山口県の豊西層群上部の吉母貝化石層で示される吉母湾が消失して硯石層群の堆積がはじまった。北九州の脇野湖に沈積した脇野亜層群が下部で その上に関門層群がのっている。広島大学の長谷教授や福岡教育大学太田喜久助教授らによって研究された。



第84図 中国西部と北九州に起こった大賀時階の地殻運動を示す模式断面図 下段の断面図は吉母亜時階 中段は脇野亜時階 上段は火山噴出のあった硯石統堆積当時
 1. 吉母湾入 2. 脇野湖 3. 対馬盆地
 y. 山口層群 t. 豊浦統 p. 一本松 相田層 i. 硯石統 s. 三郡変成岩類 m. 美祿統 w. 脇野統 v. 硯石期の火山 (小林貞一 1941による)

脇野亜層群

直方の西方のいわゆる脇野地域を標式地とし 北九州に数カ所分布が知られる。また門司付近から下関をへて山口県では厚狭付近まで知られている。

千石層 古い地層を不整合におおう下部層である。基底礫岩からはじまり 砂岩および黒色頁岩からなる。厚さは脇野付近で400 その西方で500m近いが 小倉の東では250m位となり 山口県下では分布が知られていない。脇野付近では薄い石灰岩が2~3層準に見出されている。淡水棲貝化石を含む。

如來田層 本亜層群の中部層である。千石層を非整合 山口県西部では直接に基盤をおおう。薄い礫岩からはじまり 砂岩 黒色頁岩 珪質頁岩および層灰岩からなる累層で 一部に赭色または緑色をおびる砂岩をはさみ また礫岩にとむこともある。厚さは場所によってかなり変化し 脇野や厚狭付近では150m足らずその西方山地 八幡付近および山口県豊西等では400m内外となる。化石の産出は千石層におよばない。

若宮層 本亜層群の上部層で 中部層を非整合におおう。砂岩が優勢で 礫岩 頁岩を伴い また赭色ないし緑色砂岩もある。非整合関係で上下に2分される。下部は厚いところは600mをこえるが 一般にはおよそ400mである。石灰岩を挟むところがある。千石および如來田層と同様に 岩質変化にとむと共に化石は多産する場所と時には全く産出しないところがある。上部は山口県西部で厚くなり550mに達する。粗粒砂岩が多くなり礫岩や赭色岩を伴う。

脇野亜層群から産出する淡水棲貝化石は二枚貝の *Nakamuraia* (?) cf. *chingshanensis* (GRABAU), "*Nipponoia*" *sengokuensis* OTA, "*N.*" *wakinoensis* OTA, *Plicatounio kwanmonensis* OTA, *P. naktongensis naktongensis* KOBAYASHI and SUZUKI, *P. naktongensis multiplicatus* SUZUKI, *P. triangularis* KOB. & SUZ.,

Trigonioides paucisulcatus SUZUKI, *T. paucisulcatus suzukii* OTA, 巻貝の *Brotiopsis kobayashii* SUZ., *B. wakinoensis* KOB. & SUZ. *Melanoides (Yoshimonia) katsukiensis* OTA. *Viviparus onogoensis* KOB. & SUZ., 貝エビ *Estherites inamurai* KUSUMI 等で これらの化石はアジア東部に特有のものである。類似する動物化石は南朝鮮の洛東亜層群などによく知られている。

下関亜層群

脇野亜層群が礫岩 砂岩 頁岩 石灰岩などの正常な堆積岩からなるのに対して 下関亜層群は火山砕屑岩からなっている。すなわち熔岩 凝灰岩 凝灰角礫岩 火山円礫岩 凝灰質の砂岩や頁岩等である。標式地は関門地域である。厚さは最大のところで約3,000mである。

塩浜層 淘汰不良の厚さ100mの礫岩からはじまって 脇野亜層群を不整合におおう。礫種は安山岩 石英安山岩 砂岩 チャート 結晶片岩等で円礫ないし五角礫である。中部は凝灰質の砂岩や頁岩でおよそ厚さが80m 上部は安山岩質凝灰岩および角礫凝灰岩からなる。岩石は赭色 緑色 および雑色を呈する。厚さは全体で300~350mに達する。

北彦島火山岩層 下部は厚さ150~200mの変巧した角閃石安山岩で緑色~赭色を呈する。中部はこれに整合した厚さ150~200mの輝石安山岩で 赭色をおおひばしば角礫状を呈する。玢岩や安山岩の岩脈や岩床が貫入している。上部は小門層とよばれ 安山岩 石英安山岩質角礫岩 凝灰岩および安山岩の熔岩からなり厚さは約130mである。全層厚は約700mである。

筋ガ浜層 北彦島層を非整合におおう。安山岩質の凝灰岩 凝灰角礫岩 凝灰質の砂岩 頁岩 礫岩等からなる。厚さはおよそ800mで 岩石は一般に暗緑色

一部は紫色を呈する。

福江層 福江の海岸にみられる。筋ガ浜層と断層だが上位のものといわれる。下部は50mが安山岩質火山礫岩で主部は厚さ150m以上安山岩の熔岩であり 火山角礫岩や赤紫色凝灰岩を伴う。厚さはおよそ200mである。

(B) 岡山県南西部および広島県東部の硯石層群

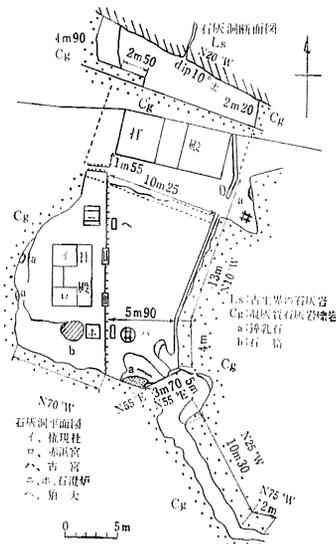
岡山県南西部から広島県境の西まで硯石層群が散在して知られる。広島大学の楠見久教授らによって研究され稲倉層の名が与えられている。

稲倉層 上下に2分される。下部層は基盤の古生界を不整合におおう西ノ谷礫岩層(厚さ79m)とその上に整合する山地頁岩層(厚さ70m)からなる。西ノ谷層の礫岩には石灰岩の礫がほとんどなく 頁岩 砂岩 チャートが多い。山地層には貝エビの *Euestheria* sp., 巻貝の *Viviparus (Sinotaia?) onogoensis*, のほかに二枚貝等が含まれる。植物化石には *Elatocladus* sp., "*Brachiophyllum*" sp. も知られる。上部層は石槌山赤色凝灰岩層(厚さ63m)とよばれ 下部層を非整合におおう。

広島県深安郡加茂町付近の稲倉層の下部は赭色凝灰岩を伴う礫岩層(厚さ247m)で 上部はそれに整合する砂岩頁岩の互層(厚さ11m)からなり 二枚貝や巻貝 *Corbicula* sp. および *Viviparus* sp. を含む。稲倉層の上位には整合(?)関係で厚さ約100mの安山岩がのる。

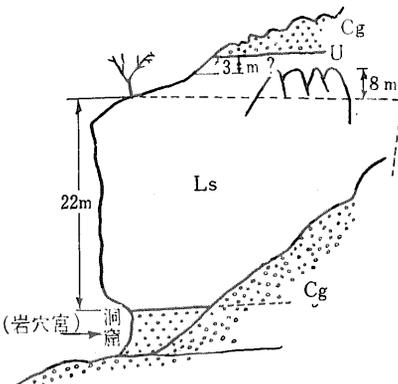
広島県指定の天然記念物に「上原谷の石灰岩巨大礫」がある。石灰岩の大きさは幅33m 高さ30m 奥行31m以上のもので 上と下との双方に石灰岩礫が赭色凝灰

質物で膠結された稲倉層からなる。石灰岩の下前面には全奥行は30m以上の洞窟が開いているといわれる。その西方にも「巨大礫」が知られている。広島大学の今村外治名誉教授と楠見博士とは



第86図 岩穴洞窟内における石灰岩と石灰岩礫岩との関係(上原谷の巨大礫) 記号は第85図に同じ(今村外治ら1951による)

第85図 いわゆる上原谷の石灰岩巨大礫の見取図 Cg: 赭色凝灰質 礫岩 Ls: 古生界の石灰岩 u: 不整合 (今村外治ら1951による)



硯石層群堆積中の異常なできごととして考えられている。

第85図および86図に上原谷巨礫と洞窟の見取図を示す。神石郡油木町付近の稲倉層は非変成古生界を不整合におおひ 下部層は赭色凝灰岩を含む礫岩層(厚さ120m) 上部層は塊状および剝理性の頁岩の互層(厚さ約45m) からなる。上部層から貝エビ *Euestheria* sp., *Estherites* sp. 等を産す。豊松村では下部層の厚さは100m 上部層は100m余(赭色または珪質凝灰岩からなり 貝エビの化石を含む) 比婆郡東城町の東のものは下部が30~50m 上部が赭色凝灰質砂岩頁岩からなり厚さ140mである。甲奴郡甲奴町付近の稲倉層は礫岩 赭色凝灰岩層で厚さは60~90mで化石は知られていない。

楠見博士ら(1965)は西ノ谷層を標式地の脇野亜層群如来田層上部ないし若宮下部層 山地層を若宮上部層 石槌山層を下関亜層群塩浜層に対比した。

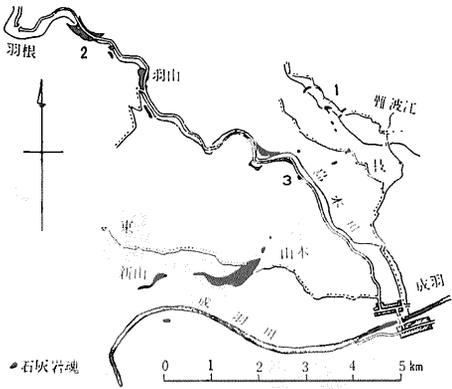
(C) 岡山県北西部の硯石層群

岡山県北西部から広島県北東部にわたって分布する硯石層群は 石灰岩礫岩と赭色をおびた頁岩や砂岩によって特徴づけられる。このほか青緑色の砂岩や頁岩 赭色と青緑色のまざった角礫質礫岩等からなり 一部に玢岩-安山岩の岩脈や岩床(または熔岩流)等が伴っている。石灰岩礫岩には古生界の石灰岩を伴い その大きさは径数mのものがある。そのほか石灰岩には数10mから延長が数100mにわたるものもあって 基盤自体であるか

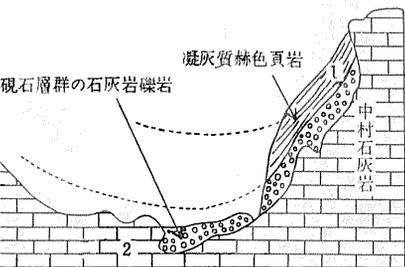
上原谷のものと同様に石灰岩礫岩に取り込まれた巨礫様のものか あるいは衝上地塊とか問題になるものが諸所に知られている。楠見教授ら(1965)は成羽付近の硯石層群の研究成果を公表した。

この付近では下部層は赤色凝灰岩と互層する礫岩からなって 厚さは20~230m 上部層は赤色凝灰岩を主とし凝灰質角礫岩をはさみ 諸所に砂質または泥質の部分のある 厚さ20~130mの地層からなる。岩質によって 石槌山相当層とみなされる。また教授らは上位の安山岩を下関亜層群の北彦島ないし福江層に対比した。しかし 成羽付近の硯石層群は稲倉層と岩質が類似するので ことによると脇野亜層群に当るかも知れない。

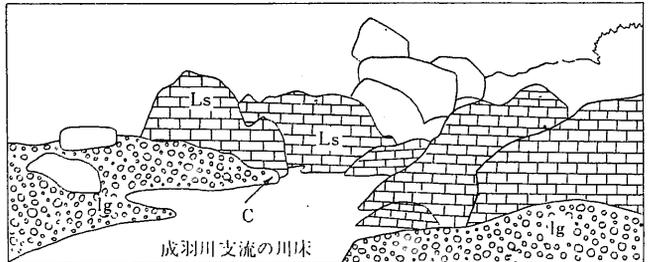
成羽地域の硯石層群は 三疊系成羽層群および成羽層群に衝上した 石灰岩を主とした非変成古生界の双方を不整合におおっている。石灰岩の分布は第87図に示す。硯石層群はまた石灰岩の下位にもしばしば見られる。小林名譽教授(1941)は石灰岩の下位にある硯石層群は古い洞窟に堆積したとみなした。その1露頭と両者の関係を示す模式図を第88図および第89図に示した。楠見博士ら(1965)もこれを支持して多くの論議をつくした。羽山に見られる石灰岩と下位の硯石層群との関係を第90図に示し 難波江のものを第91図に示した。その見解によって彼は旧説を改め成羽川支流島木川流域の古生界 三疊系 白亜系の関係を第92図の地質断面図で説明した。



第87図 成羽付近の石灰岩地の分布(楠見久ら1965 1部追加)これらの石灰岩は硯石層群の下位から現われるか または硯石層群中に見られ上位はいずれも硯石層群によって不整合におおわれる



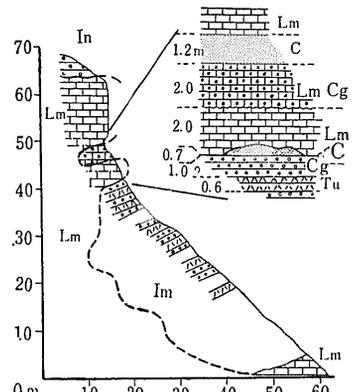
①は第88図 ②は第90図 ③は第92図のそれぞれの位置を示す
第89図 硯石層群が中村石灰岩の洞窟に堆積したとみなす説明図(小林貞一1941による) 1.昔の谷壁の残存したもの(化石谷壁) 2.昔の洞窟(化石洞窟)

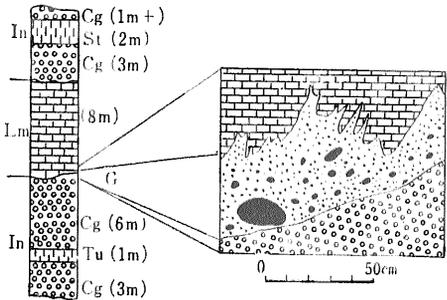


第88図 中村石灰岩の古い洞窟に硯石層群が堆積したとみなす地点の露頭の見取図(小林貞一1941による) 中村石灰岩 Ls は三疊系成羽層群に衝上した

lgは硯石層群の基底礫岩とみなされる石灰岩礫岩でCにおいてLsの下から現われる Cは化石洞窟 Cは第89図の2に当りlgの大部分は中村石灰岩の上にあると小林教授は解釈した

第90図 中村石灰岩と硯石層群との関係 左:成羽町羽山北西方1.5km地点 右:拡大図(楠見久ら1965による) 二疊系 Lm: 中村石灰岩 白亜系 In: 硯石層群 LmCg: 石灰岩礫岩 Cg: 雑色礫岩 Tu: 赭色頁岩 C: 小洞窟 数字は厚さm ~は不整合

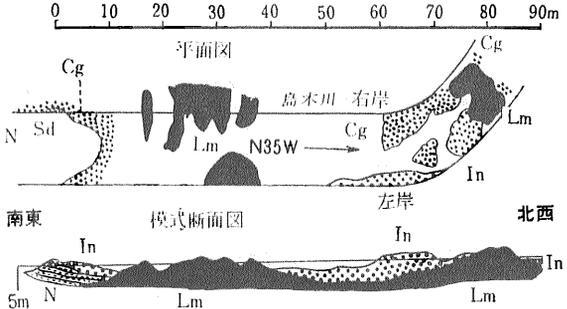




第91図 石灰岩と硯石層群との関係(楠見久ら1965) 成羽町 鹿波江西北方1kmの地点 左は地質柱状図 右は石灰岩と硯石層群礫岩の境の洞窟性堆積物 楠見先生らはこの小洞窟の堆積物のようになって下位の硯石層群が洞窟中に堆積とみなした
二疊系Lm: 中村石灰岩 白亜系In: 硯石層群 Cg: 雑色礫岩 St: 砂質頁岩～緑色凝灰岩 Tu: 綠色凝灰岩～綠色頁岩 G: 若い時代の洞窟性堆積物(砂礫)

それによると 成羽層群堆積後に大賀衝上とよぶ古生界の石灰岩の横すべり運動によって 三疊系のすべに古生界がのり その後に硯石層群が堆積したが硯石の一部は当時の洞窟の内部にも入り込んで堆積したので 部分的には古生界の下位にもあるような見かけをする。これが小林 楠見説である。石灰岩の下位に硯石の存在することは諸所にあつて 楠見先生らの認められたものの外にも阿哲台その他に幾つか知られ さきに石灰岩を巨礫とみた例もある。小林 楠見説は一見合理的であるが筆者にはよく納得できないことがある。石灰岩礫岩(石灰岩の大きな礫を含むもの)の堆積は遠くから運ばれたものでなくて 近くの山地から崩落したものに違いない。鐘乳洞はよく判らないが多分 基盤が隆起し 水位が下降をたどる時に石灰岩の割れ目をつたって流水の作用でできたであろう。その時は石灰岩礫の崩落ははげしかったに違いない。しかし 地盤の隆起する際にはおそらく大規模な堆積は行なわれなくて 侵蝕が主であったに違いない。堆積が盛んに行なわれる状態の下では削剝は激しくなくて 洞窟の生成も衰えていたであろう。仮に前からできていた洞窟に堆積が行なわれるとしても 流れの影響をうけて堆積は乱されて 成層していないいわゆる異常堆積 たとえば第92図のGで示されるようなものになると考えられる。

筆者(1957)は成羽層群の堆積後に硯石層群の堆積が行なわれたが その時期に大賀造山運動が並行して起こり古生界の横すべりがあつたと見る。石灰岩の地塊が移動しながら 侵蝕されて硯石層群となって堆積が行なわれた。地盤が激しくゆれるので石灰岩は大小の礫となって崩落して石灰岩の上の地塊やその前縁に堆積した。もちろん石灰岩の平たんな部分にも堆積したであろう。また硯石層群として堆積した自分の分身である石灰岩礫



第92図 硯石層群とその基盤との関係を示す模式図(楠見久ら 1965) 島木川川床(成羽川出会より約4km上流)
二疊系 Lm: 中村石灰岩 N: 三疊系成羽層群 Sd: 同砂質頁岩五層 In: 白亜系硯石層群 Cg: 同礫岩を主とする地層 水平線は地並

岩の上を横すべり運動はつづいて石灰岩が移動し だんだん石灰岩塊は細くなり 本体から分離された部分は移動を停止したであろう。このようにして 三疊系の上に古生界が衝上すると共に 一部は硯石層群の上にも衝上が行なわれ 同時に石灰岩の上に不整合関係で硯石の堆積が行なわれたと解釈するのである。上原谷の石灰岩巨礫は 近くの山地から崩落したと解釈するには余りにも大きく あるいは山津波で流された峡谷の堆積物と見るべき理由は未だ見当らない。またこのような大塊が随所に見られることは 変動と堆積とを同時と見る方が説明しやすいであろう。かつて楠見先生(1952)はいわゆる大賀変動における石灰岩塊の移動について論じ 硯石層群中の礫の大きさの変化を下から上に向かって調べ石灰岩の礫が小さいものから順次に大きさを増し石灰岩の大塊に至り その上に不整合で再び硯石となることを指摘した。これは離れたところの石灰岩からもたらされた礫は小さいが 石灰岩の地塊が接近するにつれて礫が大きくなり 石灰岩が上へのし上げる直前に 石灰岩の前縁において極大値を占めるに至ったと解釈することは不合理であろうか。

(D) 兵庫県丹波地域の篠山層群

篠山盆地とその西方の周辺部の赤色層に対して篠山層群と命名される。全層厚はおよそ1000mで 上下に2分される。

下部層 古生界を不整合におおひ、下半部は黒色頁岩層とよばれ 基底礫岩からはじまり 頁岩 シルト岩 砂岩等からなる。暗緑色をおびた黒色で 時に暗赤色となる。上部には薄い白色凝灰岩を伴ひ。二枚貝化石層や植物破片を含み 厚さは100mを少し越える。上半部は赤色岩で 礫岩 砂岩 頁岩からなるが いずれも凝灰質のものが多く。礫岩には古生界の砂岩 粘板岩 石灰岩等のほか 同時侵蝕による砂岩 頁岩 凝

灰岩等の礫を含む。 黒色頁岩層との関係は明瞭でない、赤色層の厚さは 最大800m 西部ではわずかで150mとなる。

上部層 下部層を整合におおう 安山岩の熔岩流集塊岩 火山礫岩等からなる安山岩類を基底部にもってその上に凝灰質の砂岩 頁岩が重なる。 頁岩中には貝エビ化石の *Estherites cf. kyōngsangensis*, *E. cf. kyōngsangensis medialis*, *E. cf. nactongensis* が知られている。 これらのうち下部層の黒色頁岩層は脇野赤色層より上は下関亜層群に対比される。 *Estherites* の層準は西日本の関門層群の標式地のものよりはるか上位と思われる。

(E) 福井県南部地域の本戸累層など

飛騨高原西部の福井県下には 硯石層群に似た地層がある。

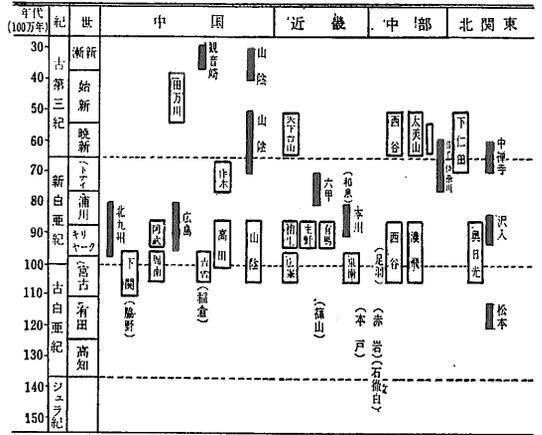
本戸累層

大野市の南方で 手取累層群に古生界が衝上地塊となつてのり上げているが その地塊の一部に数10mから300m位の幅で東西延長20数kmにわたって分布する。 人によっては古生界末ないし中生界初期のものとする。 下部を影路礫岩層(厚さ150m) 上部を笹生川礫岩層(厚さ約600m)に分けられる。 影路層の礫岩には輝緑凝灰岩 安山岩質岩 凝灰質砂岩を主とし 閃緑岩質岩 珪質岩 黒色千枚岩を伴い まれに石英斑岩や石灰岩の礫があり 大きなものは直径が数10mに達する角礫ないし亜角礫からなる。 影路層に整合する笹生川層は礫岩 砂岩および頁岩からなつて 一般に赤色がかつた凝灰質な岩石である。 礫岩は安山岩質岩 凝灰質岩 砂岩および石灰岩の亜角礫ないし円礫を含み 大きさは拳大以下である。 石灰岩の礫から二疊紀中期ないし末期を示す *Yabeina sp.* が産出した。 この事実と岩質の類似性によって硯石層群の一部(脇野亜層群に似る)とみなされる。

此木谷礫岩層など

同種の岩石には付近にある此木谷礫岩層がある。 影路層に似た雑色の礫岩にとむ。 さらに二疊系野尻累層の基底礫岩とみなされていた大谷礫岩の石灰岩礫から最近二疊紀末期を示す紡錘虫 *Lepidolina* が発見された。 大谷礫岩も硯石層群に相当する可能性がある。 しかし一次的な化石によって地質時代が定められたのでないことが難点であるけれども 二疊系上部や中生界初期の地層には 他に類似するものが存在しないので 本戸累層

第12表 西南日本内帯の白亜紀-古第三紀火山岩類対比表



注内は火山岩類の名称()は砕屑岩を主とする地層名。 黒色の柱は花崗岩類のK-Ar年代 空白の柱は火山岩のK-Ar年代 (山田直利1966)

と共に此木谷および大谷礫岩層は硯石相当層とみなすべきであろう。

7-4 玢岩 安山岩類および流紋岩類とこれらに伴う堆積岩

さきにふれたが 故小沢儀明教授以来ジュラ紀末とされた 大賀造山運動と命名された大地殻変動があった。 小林先生などは硯石層群堆積前とみなされるが 筆者は硯石堆積前から堆積中に最盛期があったという立場をとっている。 山口県下では硯石堆積後も大賀衝上はつづき 玢岩-安山岩噴出前に終了したとみなされる。 山口県西部では玢岩-安山岩とするものは下関亜層群の一部に当るかも知れない。 飛騨高原において大賀衝上に相当するものは 筆者(1961)の表日本衝上系とよぶもので ここでは時期がややおそく 面谷流紋岩類噴出後に完成した。

西南日本内側には飛騨高原東部に濃飛流紋岩類 西部に面谷流紋岩類 近畿地方には泉南酸性岩類および姫路(生野)累層群とよばれるものがあり これらに相当するものは中国地方にも広い分布を示す。

濃飛流紋岩類およびそれらの類似岩類はかつて石英斑岩とされ 地表下の浅いところに岩漿が入って固結したものとなされていた。 大部分が酸性火山の噴出物で熔結性凝灰岩や凝灰角礫岩を主とし貫入角礫岩 火山円礫岩 熔岩 凝灰岩等を伴い また時には安山岩質のことがある。 しばしば凝灰質の礫岩 砂岩 頁岩等からなる地層を伴う。

白亜紀-古第三紀の内帯の火山活動の 地質調査所山田直利技官による対比を第12表に示す。



第93図 建設中の御母衣ダム 付近はおもに破碎された面谷(濃飛)流紋岩類からなり これを諸所で白川花崗岩が貫いている

(A) 飛騨高原東部地域

足谷珪長岩

面谷あるいは濃飛流紋岩類とよばれるものよりも やや古い時期に足谷珪長岩がある。

岐阜 富山両県境付近の石徹白層群尾口相当層は長棟川累層である。本累層の末期から赤岩相当層の跡津川累層との堆積の間に足谷珪長岩の貫入と噴出があった。本岩噴出の地域を除くと両累層は整合関係にあるが 足谷珪長岩は両累層に貫入して軽い接触変質を与えるだけでなく 部分的には跡津川累層の基底礫岩(足谷珪長岩の侵蝕礫を含む)によって不整合におおわれる。飛騨片麻岩体複合岩や一部は跡津川累層にも貫入しているので長棟川堆積の末期から跡津川堆積の初期にわたった酸性火山活動の産物と考えられる。斑晶の明瞭な石英斑岩質の部分は主として貫入体または熔岩で 優白質の部分は熔岩ないし凝灰岩である。最も厚いところは500mに達する。

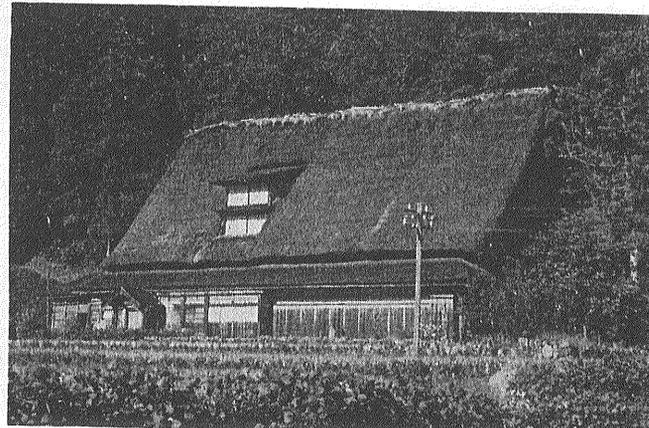
阿寺層および濃飛流紋岩類

傾家帯の北縁部の恵那山付近から北西に向い下呂をへて富山県下に達する大岩体であって 古くは花崗斑岩と

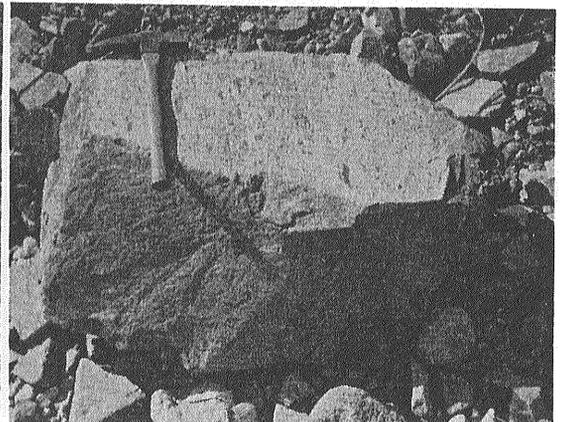
か石英斑岩とよばれた。また富山県の北東部では新第三系と密接な関係にあるとされ 中新世最初期を示す地層とみなされて太美山層群とよばれたものもある。ただし今では太美山層群といっても中新世とは考えられていない。これらの岩体は濃飛流紋岩類の名で一括され地質調査所の河田清雄技官ら(1961)によって研究されている。

阿寺層など 濃飛流紋岩類の噴出した初期に局地的な陸成層が古生界を不整合におおった(片田正人博士ら 1958)。阿寺層はおもに礫質岩からなり 砂岩頁岩および凝灰岩を伴う。礫は主として流紋岩で 大きなものは直径が1mもあり 古生界の岩石は一般に小さくてクルミ大のものは少ない。本層の厚さは100~200mである。類似した地層は白川口層などで 厚さは200m位か あるいはもっと薄い。

濃飛流紋岩類 本岩類の分布する地域は木曾川益田川および庄川等の上流流域を含むほぼ東西方向の幅30~40km 南北約130kmにわたる。最もよく研究された地域は南半部である。北部では 白川村の御母衣



第94図 上平村の合掌造り



第95図 濃飛流紋岩類の流紋岩熔結凝灰岩の岩石(岐阜県高原川上流柳尾東方)ハンマーの柄の方向に流理面(層理)がある

ダムから白山の釈迦岳付近にも達し また 五箇庄の合掌造りの家で有名な上平村までこの種の岩石が分布する。第93図に建設中の御母衣ダムを掲げた。ここでは流紋岩が破碎されていて岩盤が悪いが ダムの堰堤をつくるには好都合な地形をするので 荷重が広い範囲にかかるようにロックフィルダムが採用された。第94図に上平村の合掌造りを示す。

岩石は 流紋岩熔結凝灰岩 ガラス質熔結凝灰岩および安山岩熔結凝灰岩の3つに大別される。岩石の粒度は種々に変化し 角礫質 粒状および流理構造が肉眼的に明瞭なもの まれに凝灰質の砂岩 礫岩および頁岩凝灰岩などを含む。流紋岩熔結凝灰岩の岩石を第95図に示す。この種のものには チャート 粘板岩 砂岩などの岩片がかなり多量に含まれることもあるが 流紋岩質岩片が最も多い。本岩類は直接か または下位に阿寺層などを伴って 古生界を不整合におおい 花崗斑岩 石英斑岩 花崗閃緑岩 花崗岩等によって貫かれる。手取累層群やその基盤をする飛騨複合岩類を不整合におおう。しかし衝上地塊をつくる複合岩類とは一般に流紋岩類は断層関係であるが 天生峠付近にのみ わずかに流紋岩類がおおっている。

(B) 飛騨高原西部地域

濃飛流紋岩類の分布する西方の地域には これらと同種のもの 面谷流紋岩類がある。阿寺層の相当層には平家岳累層などがあって 小さな分布をして場所によって名前が違うが 足羽川流域で植物化石を豊富に含む足羽層をその代表として 足羽層群に一括される。

大山層と安山岩

九頭竜川支流の石徹白川上流には石炭系を不整合におおい 面谷流紋岩類によって不整合におおわれる大山層がある。安山岩質礫岩を基底礫岩とし 中部の砂岩頁

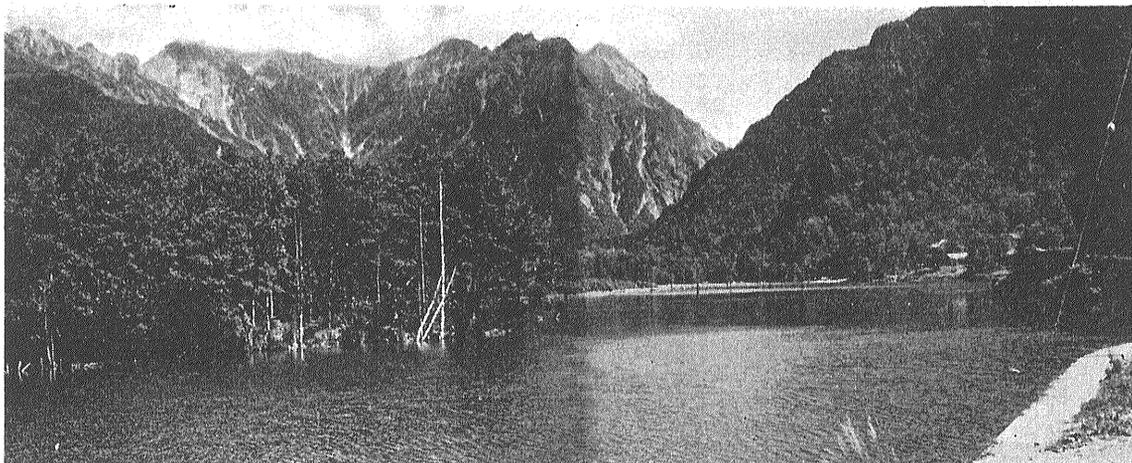
岩互層には低品位の炭層を挟み 凝灰岩を伴い 上部は安山岩の熔岩-火山砕屑岩からなる。中下部の厚さは数10mに過ぎない。この堆積岩を大山層とよぶ。大山層は広い意味では足羽層群に 安山岩類は面谷流紋岩類の一員としてみなすべきかも知れない。いわゆる玢岩-安山岩の噴出は面谷流紋岩類中にもわずかながら見られるが 比較的規模の大きいものは北アルプスの上高地 糸魚川西方の親不知付近の日本海岸等に見出され多くは流紋岩類に先行する。また面谷流紋岩類の下部に石英安山岩礫が豊富なことを考えると 大山層と安山岩は流紋岩噴出に先行した安山岩類噴出とその初期の堆積物とみなすべきであろう。第96図は上高地の明神山で安山岩によって構成される。

足羽層群

福井県の足羽川上流を標式地とし 北陸地方の上部白亜系に対して この名が提称された。

足羽累層 足羽川流域で手取累層群とみなされていた地層を金沢大学の松尾秀邦助教授(1953)は 下から土合砂岩および皿尾互層に区分した。皿尾層からいわゆる足羽植物群の *Osmunda* sp., *Nelumbo orientalis* MATSUO, *Sequoia*, *Taxodium*, *Phyllanthinium*? 等の第二心室と *Nilssonia orientalis* HEER その他の中生代型の混在した多くの化石を報告した。

平家岳累層 福井 岐阜県境に近い九頭竜川上流で 手取累層群とみなされた地域で古生界の美濃層群を平家岳累層がおおっていることが判った。本累層は面谷流紋岩類によって部分的に不整合 多くの場合に整合(漸移することが多い)におおわれる。下から芯谷礫岩層(厚さ8.5m) 漆谷夾炭層(厚さ10—50m) および猿塚礫岩層(厚さ80m)に分かれる。芯谷層は角礫質



第96図 上高地明神山 左方奥穂高の一部 中央の急峻な山が明神山 前方大正池(北東に向って写す)

の流紋岩と凝灰角礫岩とからなる。漆谷層は炭層をはさみ砂岩と頁岩との互層で流紋岩質ないし凝灰質の物質を伴い 第三紀型の *Sequoia* sp. と中生代型の *Podoxamites Griesbachi* SEWARD との2種の植物化石を含む。猿塚礫岩層はチャートの礫の多い礫岩を主とし 部分的には火山円礫岩質で しばしば流紋岩をはさむ。さらに日谷円礫岩とよぶものが 本累層と面谷流紋岩類との境付近にしばしば見られる。石英安山岩および流紋岩の大礫(大きいものは径1mをこえる)を石英安山岩質物で充填したもので少なく共一部は 噴出孔付近の火山碎屑物の可能性がある。平家岳から西に向くと 福井県側には 姥ヶ岳および巢原両層 岐阜県側には礪谷層がある。姥ヶ岳 巢原両層は礫岩が豊富で 厚さが200mをこえると考えられる。礪谷層は粗悪な炭層ないし炭質頁岩を含み 厚さは未詳である。県境をなし

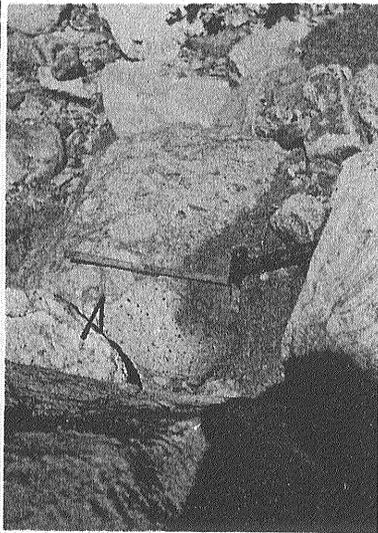
ている山嶺部で断続し 足羽累層に向い 一連の堆積物とみなされる。福井県南部にハアミ谷夾炭層とよぶ地層があるが おそらく同時期のものである。

第97図に平家岳累層の漆谷夾炭層に開坑した北陸炭鉱坑口を示した。第98図は日谷円礫岩である。

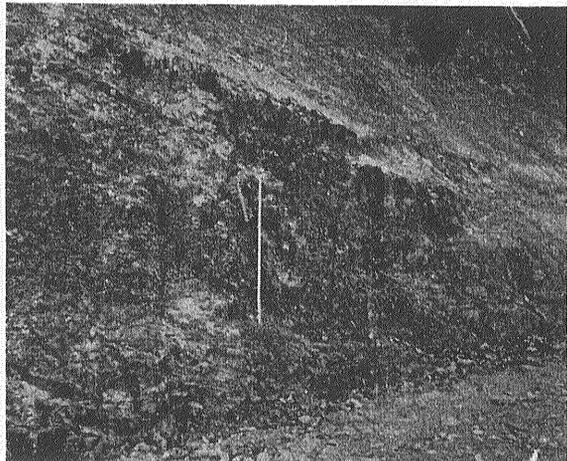
大道谷層 石川 福井両県境の谷峠付近の大道谷層は手取累層群を不整合におおい 流紋岩質角礫岩からはじまる。角礫岩の厚さは最大30m 上部の黑色頁岩層の厚さは20~30mで 面谷流紋岩類によって整合におおわれる。千葉大学の前田四郎教授は多くの植物化石を採取し これを熊本大学の天野昌久教授ら(1952)が鑑定し 第三紀型の *Sequoia*や *Pinus* 等と共に中生代型の *Sagenopteris*, *Cladophlebis* 等を識別された。この大道谷植物群は上部白亜紀を示すので 手取累層群の上



第97図 北陸炭鉱(旧越前炭鉱)付近の平家岳累層
右方は旧坑口で炭層にそって開坑している



第98図 日の谷火山円礫岩 礫は石英安山岩
石英斑岩(結晶質)で基質は石英安山岩
質(ことによると噴出孔付近の産物か
も知らない)福井県和泉村日ノ谷下流



第99図 谷峠付近の大道谷層 谷峠より福井県勝山市側に下った曲り角(谷部落) 石川県側に少し下ったところにも露出がある 下部は凝灰角礫岩 上部は黑色頁岩で 成層する頁岩中に植物化石を含む



第100図 面谷鉱山の製錬所跡 本鉱山は三菱金属鉱業の手によって明治年間盛大に稼行された 当時銅鉱床として重要鉱山に数えられ製錬所跡は広く廃きよとなっている

限は上部白亜系を含むと考えられたこともある。 第99図に谷峠付近の大道谷層を示した。

面谷流紋岩類

飛騨高原西部のかつて有名だった銅山の面谷鉱山の付近を標式地として 石英斑岩とか石英粗面岩とされていた岩石である。 第100図に面谷鉱山の製錬所跡の荒廃地を示す。 面谷鉱山は流紋岩類を貫く多くの石英脈に銅鉱床が胚胎していたものである。 面谷流紋岩類は平家岳相当層を初期の小さい堆積盆地とし それに引きつづく酸性火山の碎屑物からなり 厚さは700mをこえる。 しばしば火山円礫岩(日ノ谷円礫岩など) 砂岩 頁岩などの凝灰質堆積岩をはさみ 時には安山岩質凝灰岩等を伴う。 福井県下では打波川の支流で本岩類の下部に福井炭鉱(古くは桂島炭鉱ともよばれた半無煙炭の炭鉱)の炭層をはさむ。 筆者は終戦直後に熊本大学千藤忠昌教授らと福井炭鉱その他を調査した。 炭層の上下両盤がいわゆる石英斑岩で 褶曲した夾炭層と石英斑岩は部分的に貫入関係 他では整合関係にあることを知り 合理的な説明ができなかった。 その後これらの地域を含む地質図幅調査に従事し 堆積岩—凝灰岩—石英斑岩と側方への漸移関係を確認し その相互関係の説明に際しはなはだしい混乱を生じたこともあったが 地質調査所の方々の支援と助言をうけ また平家岳累層と面谷流紋岩類との上下の漸移関係を確認することによって 石英斑岩とされるものが浅所貫入岩ではなく 大部分が地表に噴出したことを知った。 荒島岳地質図幅の一部では本岩類中の凝灰質砂岩の薄片から東京教育大学柴田秀賢教授によって珪藻らしい化石(?)の存在が指摘され 根尾地質図幅のうちでは直径数mの石英斑岩礫や数10cmの石灰岩礫の存在すること 頁岩礫や植物の樹片を含む等の事実も見出された。 これらを第101ないし103図に示す。 このようにして半深成岩の部分は岩頸 岩株

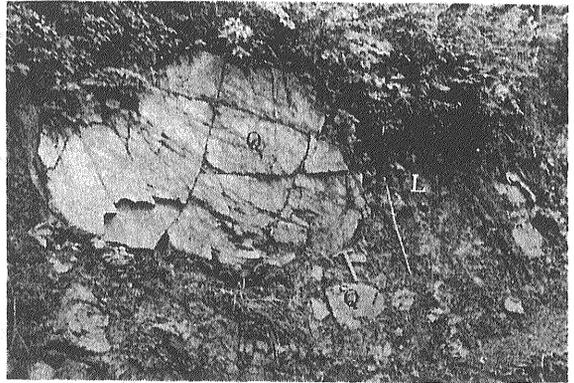
岩脈として存在する一部を除いては 地表に沈積 噴出 溢流したものであることが確認され 面谷流紋岩類と命名された。 岩質はいずれも類似し また細く見れば異なるが側方に向かって変化し 鍵層となるものは部分的には存在しても 全体の区分には役立たないため 面谷流紋岩類の層序区分は未だ行なわれていない。 将来は流紋岩類を足羽層群に共に一地質系統として取り扱われるべきものとする。

(C) 近畿地方

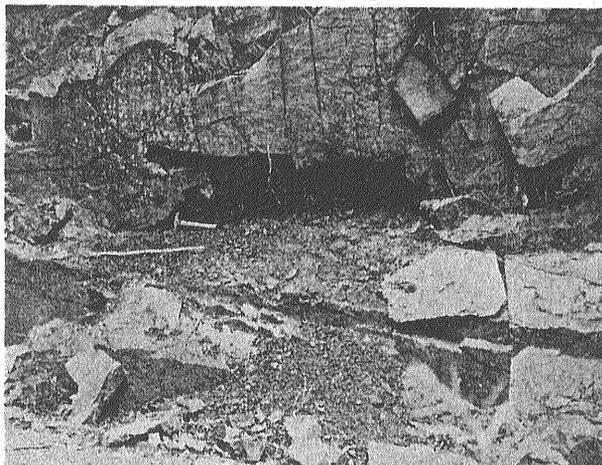
近畿地方の白亜紀噴出岩類には泉南酸性岩類と姫路累層群などとよばれるものがある。

泉南酸性岩類

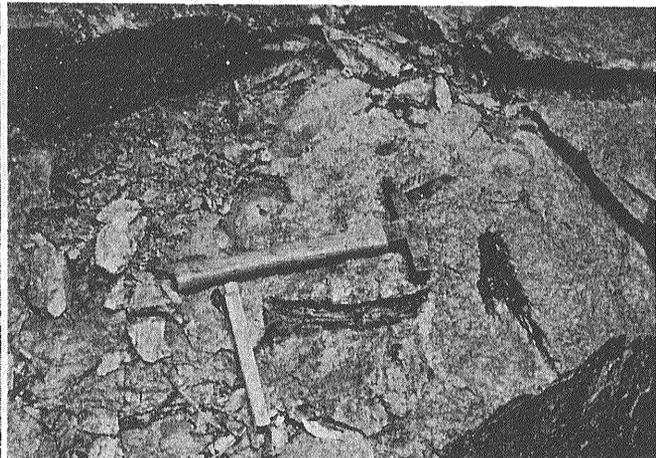
和泉層群の基盤として簡単にふれておいた。 大阪府下の和泉山脈の北麓で和泉層群に不整合におおわれる酸性火山碎屑岩を主とするものを大阪市立大学の市川浩一郎教授(1960)は 泉南酸性岩類とよんだ。 同種の岩石は淡路島にも見出される。 領家帯の岩石と不整合(?) または断層関係で接している。 見かけは石英斑岩ない



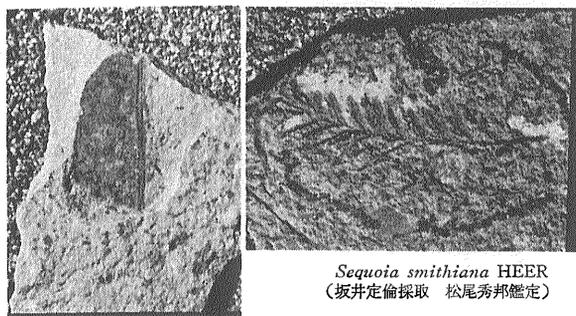
第101図 面谷流紋岩類中の石英斑岩の巨礫および石灰岩の大礫 Q:石英斑岩礫 L:石灰岩礫



第102図 面谷流紋岩類中の頁岩の礫大きさはハンマーと比較すること礫は流理(層理)面とほぼ平行している



第103図 面谷流紋岩類中の化石樹片



Nilssonia orientalis HEER

Sequoia smithiana HEER
(坂井定倫採取 松尾秀邦鑑定)

第104図 生野の宮谷産植物化石

し花崗斑岩様の岩質を呈するが火山岩片などを含む。接触変質をうけているが 変質を与えた岩石は露出していなく 和泉層群は変質をうけていないので 泉南より新しく 和泉より古い深成岩があると推定できる。これによって和泉層群（ヘトナイ世）より古く 褶曲もしているが これも和泉より古い。これらによって領家帯の変成より遅れ(?)しかも領家帯をおおっていたと思われ さらに内帯の酸性火山碎屑岩と一連のものとして推定される。最近になって泉南岩類は領家帯の花崗岩によって貫かれ かつ変成をうけていることが判り 多くの問題をなげかけてきた。

姫路累層群など

兵庫県下では比較的によく研究されている。しかしまだ全体を通じては詳細な区分は行なわれていない。北部のものを矢田川 南東部のものは有馬 中央部のものは生野の各層群とよばれている。将来はこれらを統一した名称でよばれるようになるだろう。最もよく研究されたところは姫路付近である。ここでは姫路工業大学の岸田孝蔵教授ら(1964)によって広峰および相生の両層群に分けられている。

広峰層群 淘汰不良の礫岩をもつ上砥堀層にはじまり 厚い酸性火山岩類の書写累層がつづく。本層群は八重畑石英閃緑岩に貫かれると推定される。

相生層群 下部は基底礫岩にはじまり 中～細粒の凝灰質堆積物からなる須加院層で 広峰層群からもたらされた凝灰岩礫を含む。中部の夢前層は安山岩の熔岩角礫岩ならびに石英安山岩質凝灰岩からなり 厚さはおよそ500mある。上部の豊国層は流紋岩質火山碎屑岩が主で 一部に石英安山岩質の凝灰岩をはさむ。かなり熔結性のものがある。諸所に植物化石の破片を含む。厚さは1500～2000mである。本層群は八重畑石英閃緑

岩よりおくれ 播磨花崗岩類によって貫かれている。

これらからは植物化石が生野付近で産出しただけであるが 宮谷の凝灰質頁岩から *Sequoia smithiana*, *Nilssonia orientalis* および *Phyllites?* sp. が見出されている。第104図にこれの一部を示す。姫路累層群の相当層は西方の中国地方に連なり 分布は広い。

(D) 中国地方

中国地方でも白亜紀噴出岩類はかなりよく研究されているが 場所によって異なる名称が与えられている。

(D-1) 岡山県

岡山県北部から広島県北東部にわたって 玢岩類とされたものの分布が広い。このうちには安山岩—石英安山岩がかなり豊富で一部に玢岩や輝緑岩 時には流紋岩が含まれる。これらは中生代のものなので“玢岩”としてまとめられるものである。“玢岩”は古期の地層のみでなく中生代末の地殻変動を示す大賀衝上線をもおっている。また玢岩—輝緑岩の岩脈が衝上線に貫入している。筆者がかつて津山東部の図幅調査で 中生代末ないし第三紀初期とみなした変朽安山岩もこの種のものである。“玢岩”は流紋岩ならびにその凝灰岩類によって多くの場合におおわれ 一部の地域では両者の関係が詳らかでない。岡山大学の光野千春博士ら(1963)によるとやはり一般に安山岩類は下位で流紋岩類は上位である。安山岩質碎屑岩の下底近くに硯石層群をはさむことから硯石の堆積中から安山岩の火山活動が始まったとのべた。東部の三石から兵庫県西部にかけて 流紋岩質碎屑岩類中には特定の層準に蠟石鉱床が胚胎する。岡山県南部の鴨方付近の流紋岩中に挟まれた地層から岡山大学の宗田克己先生は植物化石 *Sequoia* sp., *Elatocladus* sp., *Platanus* sp. の産出を報告された。流紋岩は高田流紋岩類に属するであろう。

(D)-2 広島県

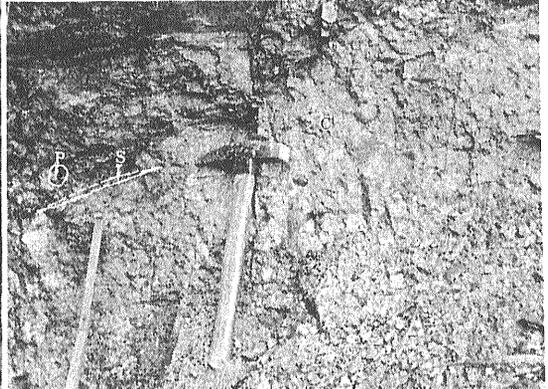
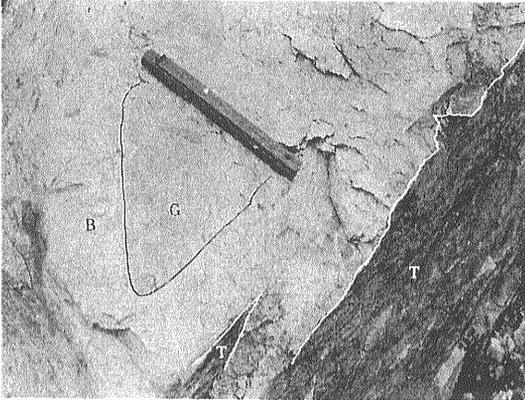
広島県下の白亜紀噴出岩類は広島大学の吉田博直博士によって吉舎安山岩類 高田流紋岩類および作木火山岩類に区分された。そして流紋岩類の下位には堆積岩が諸所に存在することを指摘した。

吉舎火山(安山)岩類

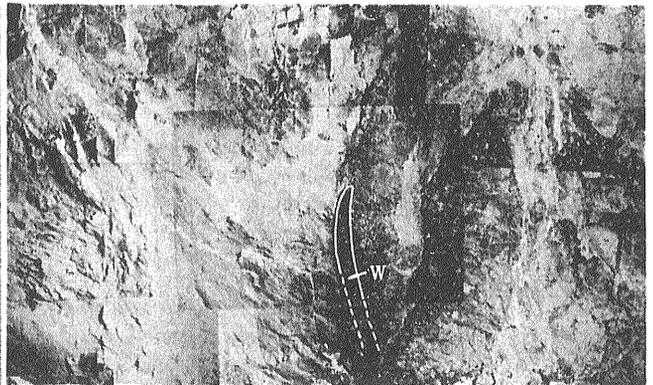
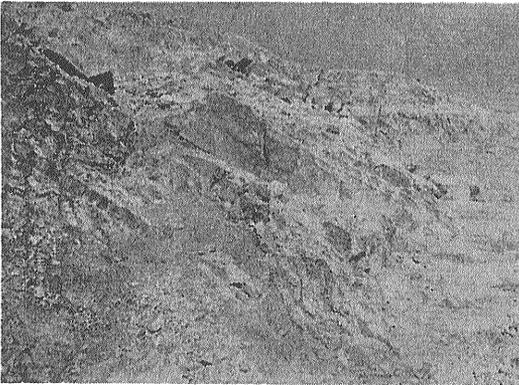
主体は岡山県の安山岩質岩石と同じで熔岩 凝灰質の礫質岩 砂岩 頁岩 凝灰岩などからなるものを吉舎火山岩類とよばれる。下部は比較的に塩基性だが上部になるにつれて酸性の火山岩質になる。一部には流紋岩質のものもあって 上位の高田流紋岩類と交互し流紋岩

に漸移すると推定される。 県北部の勝光山地域の蠟石鉱床は本岩類中にある。 広島大学の元教授木野崎吉郎博士(1962)は 蠟石鉱床は 酸性火山岩類中の特定の層準にあって層状またはレンズ状をなし 噴出岩自身によつた鉱化作用の産物であることが指摘された。 蠟石鉱床の母岩には円礫状礫質岩 角礫岩 凝灰岩などがあり また黒色頁岩を伴う。 蠟石鉱床にも角礫岩や凝灰岩が

識別され 時には炭化した樹幹の破片も見出される。 蠟石鉱床の母岩は吉舎火山岩類中のものとみなされているが ことによると高田流紋岩類に含められるべきかも知れない。 勝光山地域の原岩の性質の若干を 第105 106両図に 坑内の樹幹の破片を第107図に 矢野勝光山滝ノ丸坑露天掘を 第108図に示す。

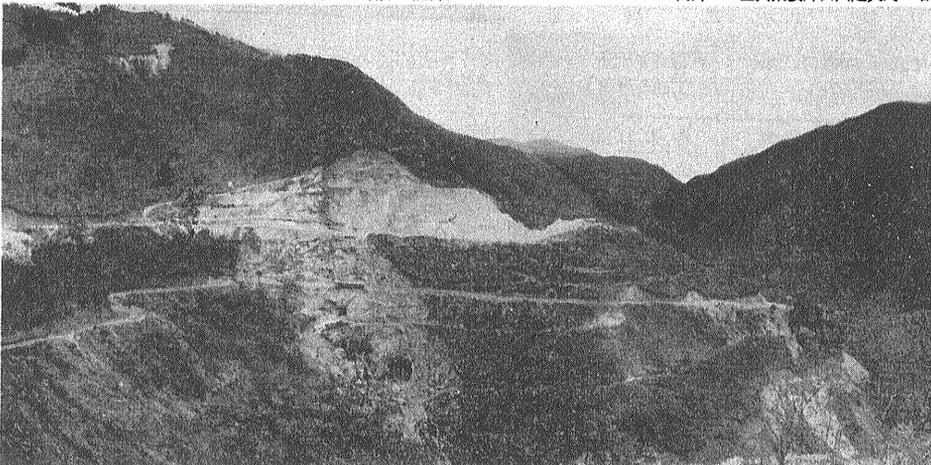


A 鉱床に見られる原岩の組織
 B:角礫 B:角礫質部 T:凝灰質部 C:円礫岩質部 S:頁岩質のはさみ P:葉蠟石になった礫が入っている
 第105図 昭和勝光山のろう石鉱床の原岩



第106図 矢野勝光山のろう石鉱床に見られる原岩の層理面 昭和36年10月現在の滝ノ丸坑 現在はこの部分はすでに露天掘によつて採掘されつくしている 層理は右方に傾斜している

第107図 三金興業大津恵ろう石鉱山の化石樹幹 左方坑口 右端切羽 切羽に向う左壁 ろう石鉱床中に炭化した樹幹Wあり直径約7cm 長さ70cm 内外 三金興業技師西川定夫氏 昭和38.6.1.撮影



第108図
 矢野勝光山ろう石鉱山滝ノ丸坑の露天掘採掘所 (火薬庫の横から東方に向う)
 昭和37年6月撮影

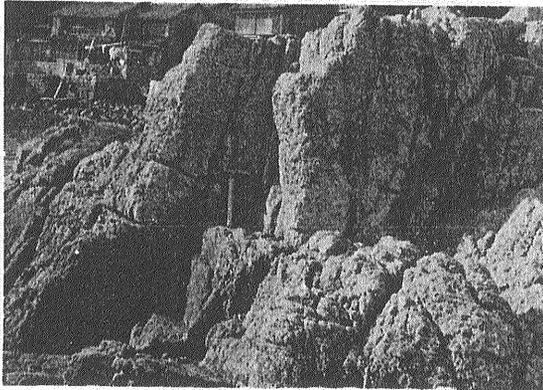
藤原層など

山県郡千代田町付近には3カ所に分れて藤原層が露出する。砂岩を主とし少量の頁岩をはさむ。部分的には流紋岩質の凝灰岩や角礫岩をはさみ 上位の高田流紋岩類の凝灰岩に移化する。厚さはおよそ500mである。県北部には角谷層 呉の東方の大崎下島には御手洗礫岩層(厚さ0~50m)等のほか諸所に同様な地層が知られる。これらは飛騨高原の足羽層群に類似するが

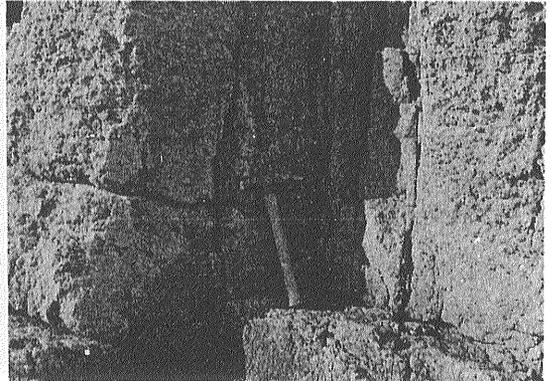
化石は未発見である。

高田流紋岩類

大部分が青灰色の塊状均質な岩石であるが顕微鏡下では角礫状の石英片 角礫状ないし円味をおびた長石類 頁岩および安山岩類の小角礫等が凝灰質物で充填される。諸所に成層した頁岩 細粒凝灰岩が互層している。塊状のいわゆる「石英斑岩」は角礫質凝灰岩に漸移する。

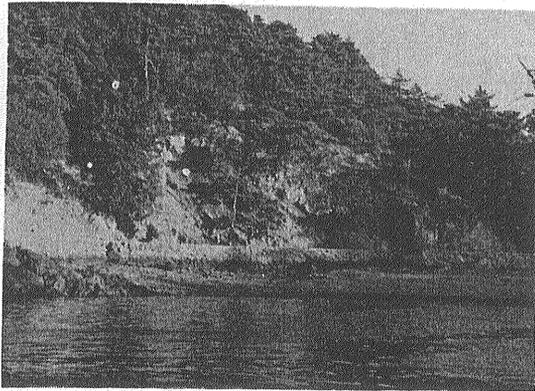


A 福山市鞆港東側海岸の露頭

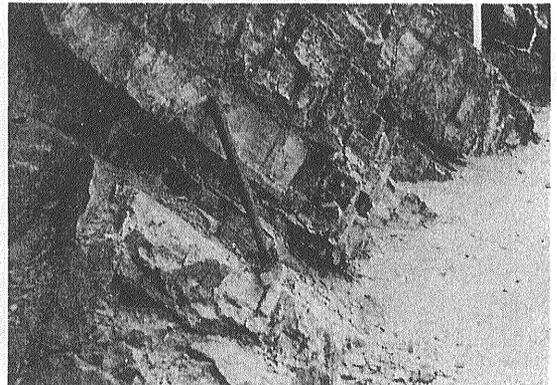


B Aの1部を拡大したもの 流理面はN5~10°E20°W(ハンマーの柄の方向に傾く)

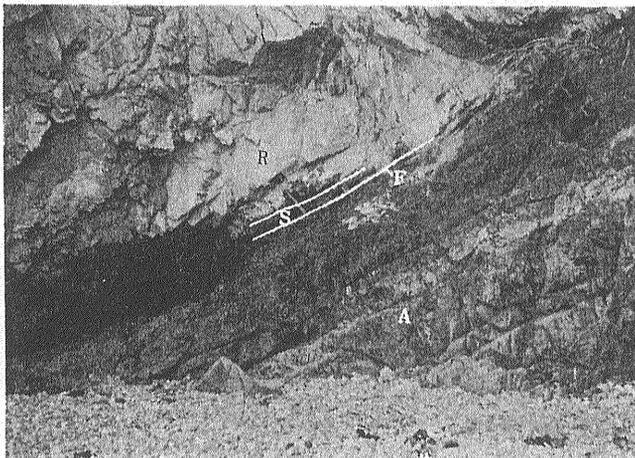
第109図 高田流紋岩類の熔結性凝灰岩の1例



A 福山市仙酔島船着場
第110図 高田流紋岩



B 船着場横の凝灰岩の成層面 走向N20~38°W 傾斜30~40°W
類中の凝灰岩



←
第111図

仙酔層 ハンマーの部分は厚さ15cmの黒色凝灰質頁岩S その下にすべり面F(走向N40°E 傾斜60°E)をへだてて赤褐色一黄褐色をおびる凝灰質の砂岩 頁岩 礫岩からなる厚さ約15mの地層Aがある 上盤は整合関係で流紋岩類Rとなる 下盤も整合である この地層を三土知芳元東大教授は仙酔層とよんだ(仙酔島南岸船着場より400mの地点)

塊状のものも好い露頭で見ると角礫質と同様に角礫状ないしレンズ状の黒色物が方向性をもって並び挟有される頁岩等の層理と一致する。 熔岩流となった流紋岩には一般に流理構造が発達し 下位または上位に流紋岩質の凝灰岩や角礫岩がある。 呉の東方では頁岩を主とする成層岩が厚さ 100 m をこえ 福山市仙酔島には高田流紋岩類中に仙酔層（三土知芳元東大教授 1931）がある。 流紋岩類中の堆積岩は薄くて数m 厚いものは 200 m に達することもある。 第 109 図に福山市鞆町の角礫質流紋岩(welded tuff) 第110図に仙酔島の凝灰岩 第111図に仙酔層を示した。

本岩類の厚さは藤原相当層を併せておよそ1500m 本岩類だけで約1000mと推定される。 本岩類中の凝灰質頁岩に当る芸備線志和地駅東方の明光山蠟石鉱床の一部から植物化石の *Ptilophyllum* cf. *pecten* が産出している。 第112図に明光山蠟石採掘所 第113図に豊蠟鉱山付近に見られる流紋岩質堆積岩中の異常堆積を示す。 第114図に豊蠟鉱山の礫質岩を示す。

作木火山岩類と摺滝層

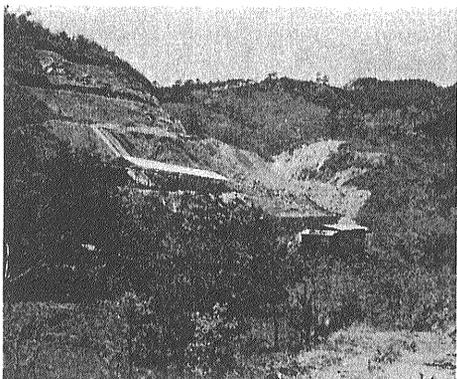
県北部の江川流域には作木火山岩類が分布する。 本岩類は流紋岩類を不整合におおっている。 基底部には流紋岩質凝灰岩 流紋岩 斑状黒雲母花崗岩 古生界(?)等の角礫を安山岩質物で凝結した礫岩からはじまり安山岩質凝灰岩を主体とする。 凝灰質頁岩からソテツ類の *Cycadocaulis* その他の植物化石が産出している。 植物化石を含む部分が摺滝層とよばれる。 植物化石は元東北大学教授遠藤誠道博士によるとヘトナイ世のものとされる。

(D)-3 山口県

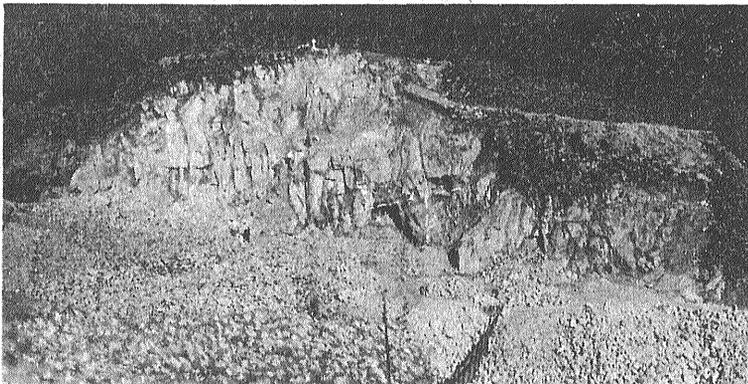
硯石層群より新しい噴出岩類を山口大学の村上允英教授(1965)は 3 層群に区分した。

周南層群

中国脊梁山脈以南で南北 2 帯に分かれる。 山陰海岸にもある。 北帯の物見岳累層は下から杉ヶ峠安山岩 平谷角礫岩（石英安山岩～流紋礫質貫入角礫岩） 木戸山凝灰岩の順に重なり 下から上に塩基性～酸性の組成変化が見られる。 安山岩には流理状のもの 玢岩質の

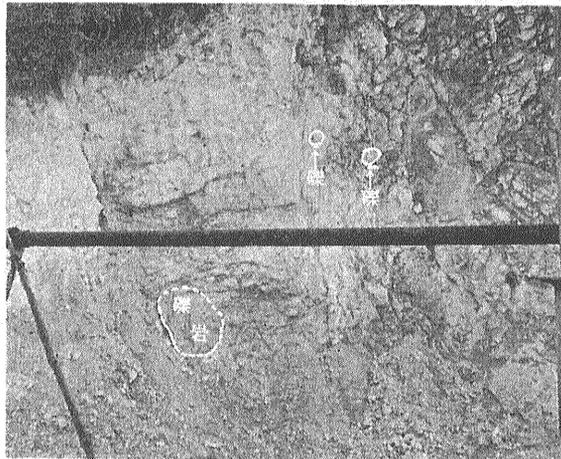


A 全景(南に向かって写す)

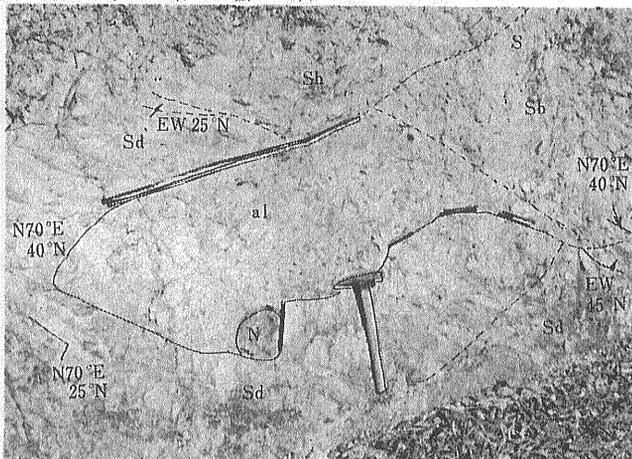


B 西側切羽(西に向かって写す)中央の穴の少し上より *Ptilophyllum pecten* を産出した Bは層理面

第 112 図 明光山ろう石鉱山



第113図 豊蠟鉱山の礫質岩(豊田郡豊栄町) C: 礫岩 P: 礫



第114図 豊蠟鉱山付近に見られる異常堆積 S: すべり面 Sd: 凝灰質砂岩 Sh: 頁岩 Al: 互層 N: ノジュール(?) Sは堆積後の断層ではなく異常堆積(堆積中にすべりによって生じたものと推定される)

もの 凝灰角礫質のもの等があり 互いに漸移する。貫入角礫岩は凝灰質の基質に大小の安山岩 古生界の礫（大きいものは径数m） 変質した軽石や熔結凝灰岩等の礫を含む。基質に熔結構造のものもあり また熔結凝灰岩に漸移することもある。これは火山の噴出源を示す。木戸山層は熔結凝灰岩とガラス質結晶凝灰岩の互層で その厚さは2000mをこえる。

南帯では安山岩～石英安山岩質凝灰岩からなる湖沼性の柳井田層とその上に凝灰岩類および貫入角礫岩からなる禅定寺山層（厚さ数10m）がのる。

山口の北方には石ヶ岳累層があり 鹿野町西河内には円礫岩～角礫岩様流紋岩が見られる。火山噴出孔近くのもので 噴出の際に周囲の岩石を熔岩中に取り込んだものと推定される。これを第115図に示す。

本層群は姫路地域の広峰層に相当するであろう。本層群に引きつづいて深成岩の貫入があったとみなされる。吉部石英閃緑岩などがこれに当る。

阿武層群

中国西部脊梁山脈に広く分布する流紋岩類を筆者は阿武流紋岩類とよんだが 村上教授は阿武層群として3累層に区分した。これらの各累層の間には類似性が多く離れた地域の累層の対比は容易でない。

篠目累層 周南層群を不整合におおう。熔結性のない流紋岩質凝灰岩を主とする。諸所に連続性に乏しい層灰岩 頁岩 砂岩等を挟む。水底堆積物で厚さは300～500mである。一部では下部に安山岩質のものがあり 上部になるにつれて流紋岩層に移り これを大潮層（厚さ約200m）とよばれる。山口大学 高橋英太郎教授が植物化石 *Otozamites cf. bechei* BRONG. の産出を報告した福賀層も本累層の相当層であろう。第116図に福賀層を示す。

舞谷累層 篠目累層に整合し 厚さは600～900mである。流紋岩質のほかには石英安山岩質の部分もある。凝灰岩 熔岩 貫入岩床等がある。凝灰岩にはしばしば熔結性のもを含む。凝灰質の砂岩や礫岩も見られる。

江舟累層 舞谷層に整合し 厚さは400～1200m時にはさらに厚くなる。大部分が熔結性の流紋岩質凝灰岩で 凝灰質の砂岩 礫岩および頁岩もはさむ。姫路付近の相生層群に相当するであろう。

田万川層群 下部の安山岩～石英安山岩質凝灰岩類と上部の流紋岩質凝灰岩類とに分かれる。本岩類は広島県白亜紀末期の作木火山岩類または古第三系に相当するとみなされる。

D-4) 北九州および山口県西部

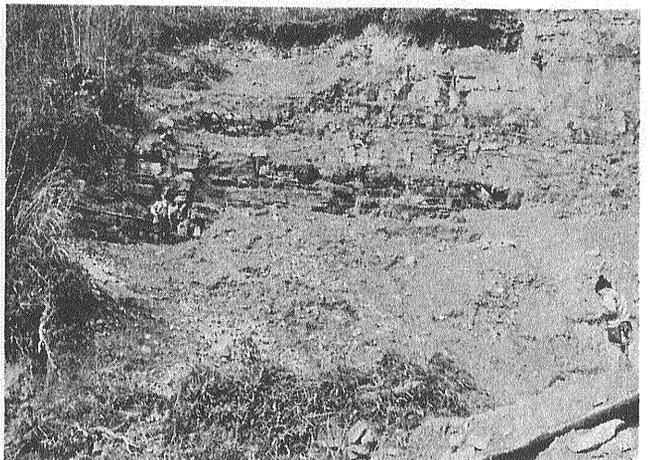
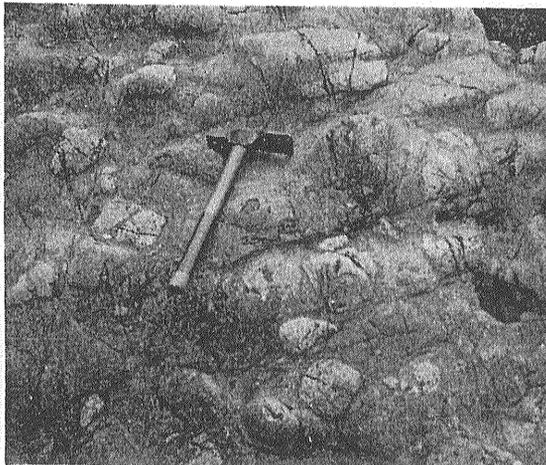
この地域の安山岩からなるものは関門（硯石）層群に含められ 流紋岩質のものは八幡層とよばれる。

八幡層

本層は関門層群を不整合におおい 一部では貫入様の関係にある。青灰ないし灰白色の凝灰岩 凝灰角礫岩 自破砕構造の角礫状岩などで石英安山岩～流紋岩 石英玢岩などの酸性岩類からなっている。またところによっては堆積相を示す酸性火山質礫岩 砂岩 層灰岩のほか少量の黒色頁岩を伴う。山口県の粟野川下流で頁岩中に微小植物片の密集した葉層があるといわれるが化石は未だ発見されていない。この付近では上限は不明だが 厚さは500m位と見られる。

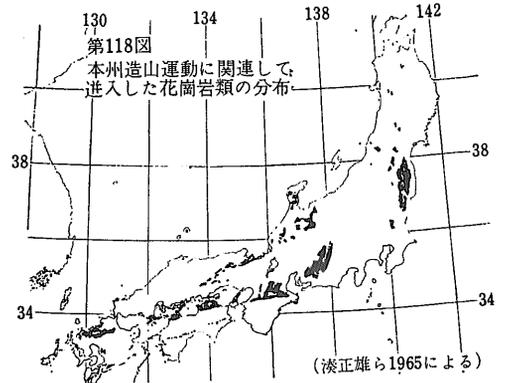
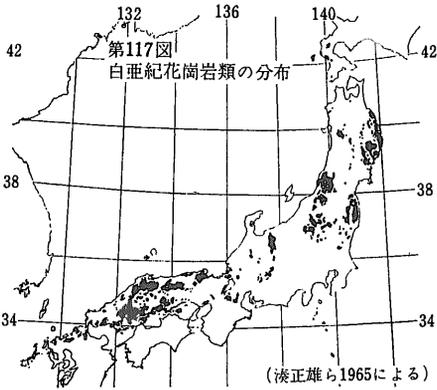
(D)-5 山陰

山陰地方の白亜紀火山岩類は鳥取県下では十分に区別しがたいといわれる。島根県下では島根県の三浦清枝



第115図 山口市北方における礫岩様流紋岩（鹿野町西河内）

第116図 福賀層の露頭 右方に緩く傾く層理が明瞭である（阿武郡阿武町福賀）



師によって3つに区別された。

十種峰流紋岩類 六日市付近で硯石層群を不整合におおい 流紋岩質角礫岩および凝灰岩からなり 一部に熔結性を示す。

石見流紋岩石英安山岩類 十種峰岩類の上にとみなされる。多くは熔結性を示す凝灰岩～凝灰角礫岩である。

口羽安山岩類 広島県の作木火山岩類の一部に相当する。

7-5 深成岩類

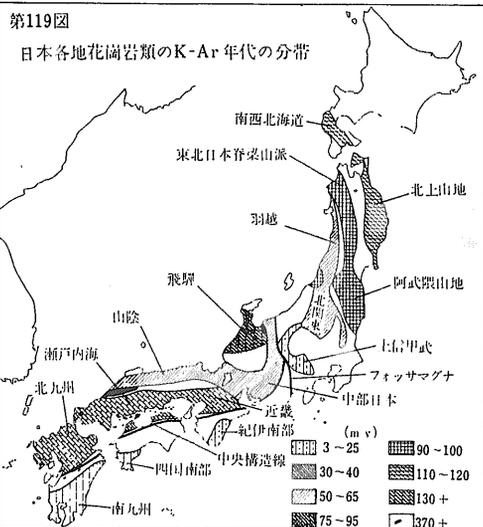
第117図に湊正雄北海道大学教授ら(1965)の白亜紀花崗岩類の分布を示す。西南日本内帯の1つの特徴として中生代末頃の深成活動はきわめて重要である。とくに中国地方では 中国底盤とよばれる花崗岩質岩類の広大な分布が見られる。領家帯の深成岩類の貫入は 中生代初期頃とみなす者もある。第118図に湊博士ら(1965)の本州造山運動(古生代末ないし中生代初期)に關

係した花崗岩質侵入岩の分布を示す。 K-Ar 法による絶対年数測定では領家帯などの深成岩の大部分は白亜紀頃と見られる。絶対年数測定の資料は花崗岩類についてはかなり豊富になってきた。第119図に東北大学河野義礼教授ら(1966)の K-Ar 法による年数の分帯を掲げる。なお領家帯のことは原岩と共に変成作用などですでのべたからここではふれない。

(A) 飛騨高原の地域

飛騨高原西部では面谷流紋岩類の噴出とそれにつづく大きな地殻変動によって 北西と南東の両側から圧力をうけ 古生界が衝上地塊をつくって 面谷流紋岩類とそれ以前の地層の上に推し被せ構造をつくった。その後深成活動が起こって 古い地層や衝上地塊をも深成岩類が貫き 接触作用や鉍化作用を与えた。鉛 亜鉛 銅等の鉍床はその時に生成されたと考えられる。筆者は中竜鉍山その他の接触鉍床のほか 面谷鉍山や螢石鉍床等もこの時期に生成されたと考える。

旺盛をきわめた中性から酸性にわたる火山活動 衝上運動および酸性深成作用は 単に偶発的なものではなく一連の地殻の内因的な現象の表現であるとみなすべきである。



(河野義礼・植田良夫1966)

第120図 御母衣ロックフィルダム建設中の堰堤用粘土の採取当時の状況(白川村福島南部六蔵川出合付近)

塩基性岩 変質した斑岩—閃緑岩が九頭竜川上流で小岩株として若干見出される。見かけは夜久野塩基性岩類中のものに似るが 貫入の時期は若く 石徹白層群を切るだけでなく衝上断層をも貫いている。

酸性岩類 庄川流域で峡谷にそって 比較的に小さい貫入岩体として各所に見出されるものは 白川花崗岩とよばれる。御母衣ダムの堰堤用砕石は 福島谷における白川花崗岩で 水止め用粘土は六厩川出合の白川花崗岩の風化帯から採取された。第120図は風化帯から粘土を採取中の風景である。現在ここはダムの完成によって水没している。庄川流域では花崗斑岩や石英斑岩もあって いずれも流紋岩類に貫入し また岩脈は衝上断層にも貫入している。庄川の支流の一部には石英閃緑岩—花崗閃緑岩の岩脈も貫入している。この種のもは九頭川流域にかなり広く貫入し 手取累層群および面谷流紋岩類に接触作用を与える。

岐阜県の揖斐川上流には能郷白山花崗閃緑岩がある。板取川源流には川浦かわうらとよぶ密林地帯がある。下流の一部に岩魚取りが入るか 冬季に猟師が熊の洞穴を求めて歩く外はほとんど人のあとを見ない。山には小道のあともなく わずかに200年近いであろう 朽ちはてたテッポウ(昔に川をせきとめてテッポウ水をつくり 材木を流し出したという)の跡によって 本当の意味での原始林ではないことを知るにすぎない。

この峡谷にそって大小の花崗岩の貫入体が見られ 岩質は粗粒から一部細粒にわたり 時には角礫状を呈する黒雲母花崗岩がある。これを明神山—明石谷花崗岩とよぶ。板取川中流にも ほぼ同時期の黒雲母花崗岩が知られる。第121図に川浦の明石谷出合付近の風景を

示す。この付近は花崗岩の縁辺部で 周囲の古生界の美濃層群および面谷流紋岩類は接触作用をうけて硬化するので けわしい地形がつくられている。

第122図A Bは峡谷中の花崗岩地帯を示す。所々に淵滝あるいは絶壁をつくり 人の入ることをこぼんでいる。かなり奥には銚子滝と称する数10mの懸崖があって 直径10数m 深さ数mの滝つぼが作られている。

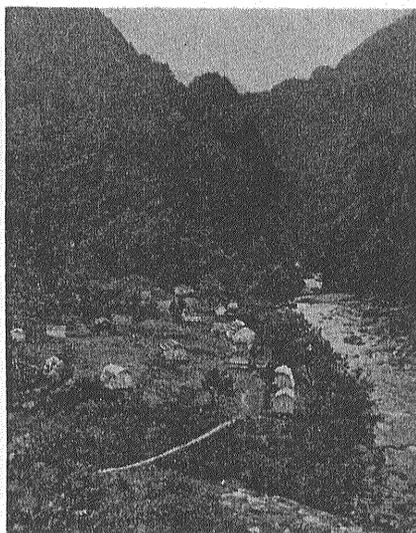
飛騨高原南東部には苗木—上松型の花崗岩がある。螢石鉱床を伴う点は明神山—明石谷型のものに似ている 苗木石は苗木—上松型花崗岩のペグマタイトに伴うもので放射性鉱物を含むが 元東京大学教授木村健二郎博士ら(1932)によって 早くから放射能について絶対年数が測定され およそ6000万年と算出されている。これは古第三紀の初期を示すので 苗木—上松型および類似の花崗岩はその頃までに貫入したのであろう。

(B) 近畿地方西部地域

兵庫県下の白亜紀末頃の深成岩には八重畑石英閃緑岩が広峰層群を貫くと信ぜられる。他の花崗岩類は山陽側に広島型に属するとみられる六甲山地を構成する六甲花崗岩(いわゆるミカゲ石の名で知られている)と姫路付近で相生層群を貫いて散在する播磨花崗岩類とがある 播磨型のもは一部で流紋岩に接触作用を与えていないとみなされるが 大局的には地質時代に大きい差異はないであろう。山陰側にも幾つかの岩体が知られる。この種のもはいわゆる山陰型に属するであろう。

(C) 中国地方

中国地方の花崗岩類は山陽および山陰の両側に広く中軸部では岩株状をなしてあまり大きくない岩体が散在する。

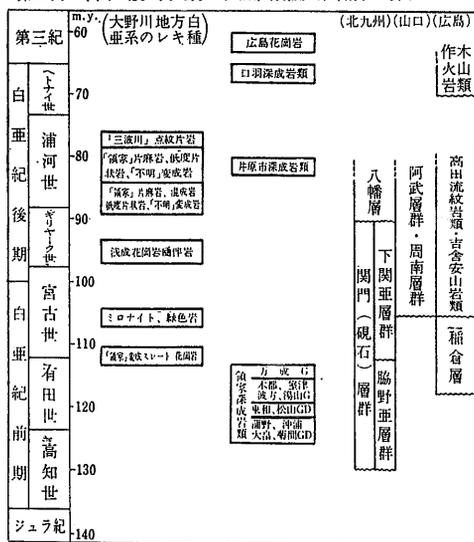


第121図 板取川上流川浦の風景Ⅰ 明石谷出合付近 西方をのぞむ 小屋はバンガロー



第122図A 板取川上流川浦の風景Ⅱ (溪谷に現われた明神山—明石谷花崗岩) G: 白色部は花崗岩 P: 黒色部は玢岩の岩脈が不規則な形で貫く

第13表 中国・瀬戸内地方の白亜紀酸性火成岩類の時代



(小島丈児・吉田博直1966)

(A) 広島県とその周辺

広島県を中心とした地域の深成岩類を広島大学の吉田博直助教授 (1661) は中央深成岩群 (井原市深成岩群) 因美花崗岩複合岩体および広島花崗岩複合岩体に大別した。第13表に小島教授ら (1966) の深成岩類と火山岩類との対比表を示した。ここでは吉部 万成花崗岩はいずれも領家を含めてあるが 人によっては含めないこともある。

中央深成岩群

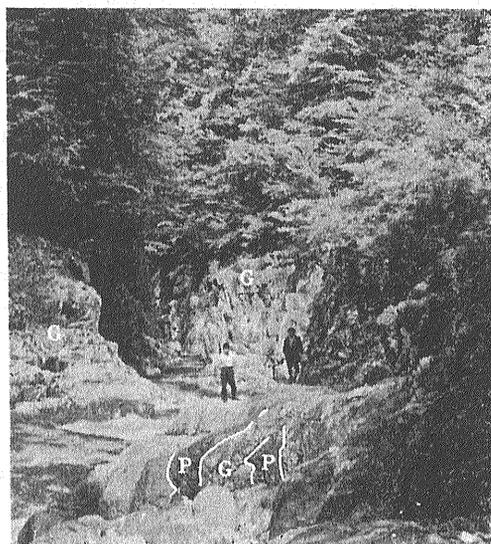
中国の中央部に見出されるもので せいぜい数km~10数km の範囲の岩株状をなしている深成岩類を一括している。因美 広島両複合体によって屋根状岩体として見出され 岩種はまちまちで 花崗閃緑岩 石英閃緑岩 モンゾニー岩等から混成斑岩質のものまであり 粒度も一定ではなく吉舎安山岩類および高田流紋岩類を貫き作木火山岩類によって不整合におおわれる。小島教授 (1964) は古期 新期なびに未区分のものに3分された。古期花崗岩類 小島教授 (1964) は高田郡白木町付近の井原市花崗岩体 三次市西川 比婆郡比和町 庄原市付近等にこれに相当するものがあることをのべた。井原市岩体は中央に日浦花崗閃緑岩をはさみ 北側の小田斑状花崗岩と南側の鎌倉山花崗岩に区分される。日浦花崗閃緑岩は粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩で 古生界を貫き 小田花崗岩と幅 100 m位の移過帯をもって漸移するが 鎌倉山花崗岩には貫かれる。小田花崗岩は斑状の黒雲母花崗岩で高田流紋岩類を貫く。鎌倉山花崗岩は黒雲母花崗岩で 高田流紋岩類をも貫くが広島花

崗岩によって貫かれる。

比和町付近のものは針状角閃石を含む石英閃緑岩と黒雲母花崗岩からなり これら兩種の岩石を角礫として含む作木火山岩類の含輝石角閃石安山岩質凝灰岩で不整合におおわれる。これらを小島教授は古期花崗岩類とよび小岩株状をなしており 広島花崗岩に貫かれ熱変質をうけ多くは複合岩体で石英閃緑岩~花崗閃緑岩および花崗岩の両相で構成され 間に漸移~混成相があつて双方の貫入時期は相重なつていたとみなした。

新期花崗岩類 古期花崗岩類よりおくれ 作木火山岩類を貫き広島花崗岩によって貫入されるものとそれに対応するものからなる。作木付近では口羽閃緑岩 光守花崗岩があり 他にも幾つかがあるが広島県北部から山陰地方に限られる。口羽閃緑岩類は作木岩類の褶曲軸の東西ないし東北東~一西南西とほぼ並行にのびる小岩体で 岩相は不均一であつて 周辺は細粒の閃緑玢岩や大型の岩体は斑岩~花崗岩質までにわたり同一岩体でも変化し 異種岩相の間はしばしば漸移している。多くの捕獲岩を含むが混成現象は見られなく 熱変成作用も弱い。光守花崗岩は細粒の黒雲母花崗岩でほぼ東西にのび 一部では石英閃緑岩と黒雲母花崗岩とからなるものもある。作木岩類を貫く。新期花崗岩類は作木火山岩類の火成作用と密接で閃緑岩質岩体は火山底体花崗岩は作木の活動に引きつづいた岩漿の貫入を示すとみなされる。広島花崗岩の一部によって貫入される。

未区分花崗岩類 岡山市万成付近の万成石をもって代表されるものは 広島大学の長谷晃教授 (1964) のいわゆる中帯 (三郡の低変成岩と非変成古生界の双方を



第122図B 板取川上流川浦の風景



第123図 白亜紀広島花崗岩の分布と中国および瀬戸内地域の基盤岩の区分(小島丈児1951)

伴う広島県の中部地帯)の古生界を貫いて熱変成を与える。岡山北方 中庄北方 美袋 成羽 広島県福山等を点々とのび広島北方まで達する。さききのべた古期および新期の花崗岩の双方は白亜紀噴出岩類中に限って見出されるが万成型のものは白亜紀噴出岩類中には見出されない。ことによると吉舎火山岩または高田流紋岩類に先立つものかも知れぬ。また人によっては山口県の吉部花崗岩と共に領家帯に属させることもあるがここでは区別した。むしろ領家帯の花崗岩類と白亜紀花崗岩類との中間的な性質をもつものである。広島花崗岩によって貫かれるが両者の区別は困難なことが多い。万成石は桃色の半自形カリ長石を含むので淡紅色を帯びて装飾石材に供される。いわゆる万成型のものもカリ長石は桃色ない褐色の半自形を呈し他に白色の斜長石 石英 黒雲母からなって 角閃石を含むことが多い。

広島花崗岩複合岩体

小島教授(1954)は広島付近を通り 岡山県から山口県に連なり 延長230kmで広島付近から北東に向って 鋸形に穹入して100km位のびて島根県下に達する巨大な花崗岩の岩体を広島花崗岩とよんだ。南限は領家帯で断たれ北限は三郡帯の南限とほぼ一致し 中間非変成帯中に現われる。基盤構造との関連は密接で地塊運動に関連した裂線深成岩体とされる。おもなる岩相は粗粒黒雲母花崗岩で かなり均質だが 混成相を示す角閃石黒雲母花崗閃緑岩もある。また混成石英閃緑岩ないし斑岩の小岩体も見出される。南北両限では一般に急角度の接触で貫入するが 岩体の内部では古い地層を屋根状にのせる(いわゆるルーフ状接触)。吉田博士の広島複合岩体は広島花崗岩とほぼ同じものである。

第123図に広島花崗岩の分布を示す。

因美花崗岩複合体

広島県下には本岩体は現われない。

(B) 岡山県

岡山県下では上記の分類によって区分が行なわれていない。光野千春博士ら(1963)によると 深成岩類の貫入の順序には石英閃緑岩—石英モンゾニ岩—花崗閃緑岩—花崗岩類—各種岩脈の順になる傾向が認められる。石英閃緑岩および石英モンゾニ岩は割合に小さい岩株をしており 流紋岩やより古い地層を貫くが 花崗閃緑岩や花崗岩類によって貫かれるものも知られる。しかし花崗閃緑岩と花崗岩類との関係は明白ではない。

(C) 山陰地方

木野崎元広島大学教授(1953)は鉱床学的立場から広島 山陰両型花崗岩を区別した。広島型花崗岩にはタングステン鉱床 螢石 黄玉などの気成脈石を伴い 山陰側の山陰型にはモリブデン鉱床を胚胎し 気成鉱床を伴わず かわって絹雲母床が賦存することが指摘された。

因美花崗岩複合体および山陰型花崗岩類

小島教授らは貫入様式 地質学的位置 岩石学的特徴等によって いわゆる山陰型花崗岩を因美花崗岩複合体とよんだ。山陰側と一部は中央脊梁部にも現われる。大部分は粗粒の黒雲母花崗岩で 部分的には黒色を増した混成花崗閃緑岩相をおびて角閃石も含む。岩体の中心部には緩傾斜の接触面で屋根状に古い岩層と接触するものがあり これらは細粒相を示す。定まった方向性がなく 塊状の岩体をつくる。山陰側の火成岩類は地質調査所の山田直利技官 村山正郎元技官らによって図幅調査の研究として行なわれた。流紋岩類と関係の深い花崗岩類としては余川花崗閃緑岩がある。その後の深成岩は 第1より第3期のものとして大別されている。

第1期 進入岩類 一群の小岩体をなして中央脊梁部に分布し 斑岩—閃緑岩 斜長石玢岩 細粒黒雲母花崗閃緑岩—花崗岩 文象斑岩 花崗斑岩 アプライト 質花崗岩 花崗閃緑玢岩等の岩相が広く変化する。岩体毎にかつ岩体自体も著しく岩相を変じ 一般に斑状組織が著しく 石基はしばしば微文象組織を有し 後から進入岩によって著しく変質される。

第2期 進入岩類 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩 粗粒角閃石黒雲母花崗岩 中粒黒雲母花崗岩 角閃石を含む斑状黒雲母花崗岩で脊梁地域以南に広く底盤状をする花崗岩類である。

第3期 進入岩類 脊梁山脈より北に広く 小鴨型

花崗岩と称する粗粒黒雲母花崗岩を主とし アプライト ベグマタイトおよびアプライト質花崗岩を伴う。

因美花崗岩複合体は第1～第3期進入岩類のいずれを指すか明瞭ではないが 多分第2および第3を含むものであろう。

(D) 山 口 県

村上教授(1961)は山口県下を中心とした地域の火成岩類を火山岩類と関係づけて分類した。古いものから関門層群の火山活動と密接な関係にある玢岩 石英斑岩 流紋岩など 周南層群などに関連したものやそれらに引きつづいたものとして花崗閃緑岩 アプライト 斑礫岩 石英閃緑岩などの貫入が行なわれた。さらに阿武層群と密接な関係のあるものやそれらに引きつづいたものとして流紋岩 石英安山岩について角閃石黒雲母花崗岩 閃緑玢岩 花崗斑岩 石英斑岩その他各種岩脈があり最後の時階として大規模な深成活動が行なわれた。これらの時階には幾つかの時期的なずれが見出されている。それらのうちで最も重要なものは最終時階のものであって そのうちで第1亜階は中央深成岩体に相当すると考えられる斑礫岩 石英閃緑岩などの貫入 第2亜階のものは山陰側に見られるもので石英閃緑岩 花崗閃緑岩 花崗岩 閃緑玢岩 花崗斑岩等が 第3亜階は山陽側にある石英閃緑岩 花崗閃緑岩 花崗岩等が見られる。第4亜階のものは花崗岩および花崗斑岩からなる 因美 広島両岩体の貫入時期と一致するものとみなされる。いずれも始新統の宇部層群によっておおわれる。

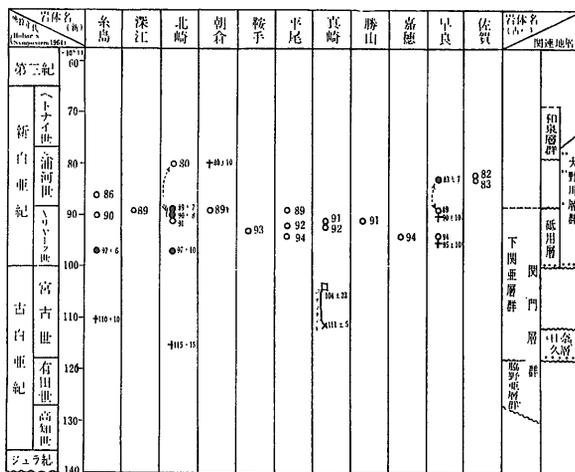
(E) 北九州地域

北九州の花崗岩類はかつて中国底盤を構成するものの続きとみられたが 松本教授らの努力によって古期のものが分離され 西南大学の唐木田芳文教授らは元九州大学教授故富田達博士と共にジルコン対比法によって多くの新期花崗岩類が識別されてきた。

古期に属するものは糸島花崗閃緑岩と深江花崗岩である。糸島型は糸島半島付近等にあつて片状構造が著しく 三郡変成岩類の構造と調和的で 領家帯のものに類似する。深江花崗岩は糸島を明瞭に切るところもあるが 場所によっては漸移的なこともある。片状構造はあるが顕著ではない。

朝倉花崗閃緑岩は領家の古期に属すると見られる。変成岩の構造に調和的な貫入型式をとるが それとの著しい混成現象は認められない。唐木田博士ら(1961)によってジルコンについての鉛-α法年数測定では8000万年の値が出ている。鞍手型のものに似てい

第14表 北九州花崗岩類の年代測定値



○ K Ar 法(宇部) 別府(1966) ● K-Ar 法(宇部) 関門(1965) + Pb 238U/238Th (因美) (1965)
 ○ U Pb 法(因美) ● U Pb 法(因美) (1961)

(唐木田芳文ら1966)

るといわれるが年数の値だけではそれよりも若い年数を示すものもあるから領家を否定することはできないだろう。新期の深成岩類としては 次の順序で貫入したとみなされる。

鞍手花崗閃緑岩は脇野類似岩は下関亜層群を貫く。柴田秀賢教授は下関亜層群の火山活動と密接な関係にあるとみなしている。

平尾花崗閃緑岩は鞍手型とみなされていたが含まれるジルコンの色調に差がある。石英閃緑岩 閃緑岩 角閃石を含む黒雲母花崗岩にわたる岩相の変化にとむものである。

真崎花崗岩は朝倉花崗閃緑岩を貫く。おもなるものは黒雲母花崗岩である。ベグマタイト脈が発達し種々の放射性鉱物を伴う。木村健次郎博士ら(1937)によりピッチブレンドから9500および1020万年の値が算出されている。朝倉との関係と年数測定との間にある違いは何を意味するのであろうか。

勝山花崗岩は平尾花崗閃緑岩を貫く。平尾花崗閃緑岩の接触部に主成分鉱物上の混成現象と共にジルコンの添加現象が見られるという。

嘉穂花崗岩は粗い石英 長石を含む不等粒の黒雲母花崗岩で アプライトおよびベグマタイト脈を伴う。炭炭古第三系におおわれる。