

三波川帯

吉松敏隆

和歌山城の結晶片岩

吉松 三波川帯は、低温高压型の変成岩 三波川結晶片岩類および弱変成の御荷鉾緑色岩類からなる地帯で、紀伊半島では、1/25万地質図に見るように、紀ノ川の南西側に大きく広がって分布します。もちろん、紀ノ川をつくった沖積層の下にも結晶片岩類が分布しているわけで、その一部が和歌山平野の中央部、和歌山城をのせる高台に顔を出しています。城内の石垣には、近くで採石したといわれる結晶片岩が多く用いられています。

層序関係

三波川結晶片岩類は、主に塩基性片岩、泥質片岩、砂質片岩、珪質片岩、石灰質片岩などからなります。表4・2・2に、それぞれの岩石の特徴を記しましたので参照ください。

この1/25万地質図では、ほぼ栗本ほか(1998)と中山(1983)に従い、三波川結晶片岩類を曹長石の斑晶を伴う点紋帯と、それを伴わない無点紋帯に区分し、さらに御荷鉾緑色岩類を堂鳴海山層と生石層に区分して示してあります。この区分と、従来の区分との関係を示すと、表4・2・1のようになります。

中山(1983)によれば、飯盛山周辺の層序は、岩相にもとづいて、無点紋帯は鞆淵層、点紋帯は渋田層、飯盛層、龍門層に区分され、点紋帯の積算層厚は約1,800m以上になりま

す。一方、廣田(1991)は、無点紋帯を鞆淵ユニット、その構造的上位に位置する点紋帯を飯盛ユニットとし、両者は断層関係にあるとしています。その変成度は、鞆淵ユニットが緑泥石帯からザクロ石帯低温部に属し、飯盛ユニットがザクロ石帯から、一部が曹長石黒雲母帯に達しているとしています。

三波川帯南部の層序は、中山(1983)によれば、下位から、無点紋帯の鞆淵層、堂鳴海山層、御荷鉾緑色岩類の生石層に区分されます。Hada(1967)は、御荷鉾緑色岩類を北から、生石層、沼田層、嵯峨層に区分しています。

地質構造

点紋帯には、飯盛山から船戸山に延びる大きな向斜構造(飯盛向斜)があり、無点紋帯の中央部には背斜構造(野上背斜)があって、この地域の地質構造を支配しています。

御荷鉾緑色岩類の分布域では、ほぼ東西性の軸をもつ中規模の向斜構造(長峰向斜)と背斜構造が見られます。

貫入岩体

飯盛向斜付近には苦鉄質・超苦鉄質の貫入岩体が見られます。龍門山の岩体は、大部分が蛇紋岩化したウエルライトで、一部にダナイトがあり、変斑れい岩体を伴っています。堂鳴海山層では、コートランダイトと斑れい岩とが複合岩体をなしています。このほかにも

蛇紋岩やコートランダイトが、苦鉄質岩体とともに、あるいは単独で貫入しています(中山:1983ほか)。これらの苦鉄質・超苦鉄質貫入岩体は、いずれも変成作用を受けていることから、三波川変成作用の間かそれ以前に貫入したと考えられます。

源岩と変成作用の年代

山田(1997)は、金屋地域の嵯峨層と沼田層から放射虫化石を報告し、嵯峨層をジュラ紀中世(~新世)に、沼田層をジュラ紀中世後半~新世初期としています。

三波川変成岩類について、栗本(1993, 1998)は、鞆淵層:68.7-78.6Ma, 毛原層:89.3-97.1Ma, 生石層:81.7-101Ma, 沼田層:99.4-117Ma, 嵯峨層:113-118Maの放射年代を得ています。磯崎ほか(1990)は、毛原層で100-90Maの放射年代を得ています。したがって、嵯峨層、沼田層、生石層、鞆淵層の順に、北の地質体ほど変成年代が若くたと推定されます。

また、秩文帯中帯の白亜系湯浅層には、結晶片岩の礫が含まれています。このことから、少なくとも白亜紀には、三波川帯の一部が隆起し、削剝を受けていたと考えられます。前嶋(1978)は、この礫は黒瀬川帯のものであるが、三波川帯の運動にしたがって上昇した可能性があるととしています。

表4・2・1 三波川帯の層序区分と岩相

本誌1/25万地質図	廣田(1991)	Hada(1967)	中山(1983)	主な岩相
三波川結晶片岩類	点紋帯	飯盛ユニット	龍門層	泥質片岩・塩基性片岩(珪質片岩を伴う)
			飯盛層	塩基性片岩(珪質片岩、泥質片岩を伴う)
	無点紋帯	鞆淵ユニット	渋田層	泥質片岩・塩基性片岩(珪質片岩、砂質片岩を伴う)
			鞆淵層	泥質片岩・砂質片岩(塩質片岩、珪質片岩、礫質片岩を伴う)
御荷鉾緑色岩類	堂鳴海山層	?	堂鳴海山層	塩基性片岩・泥質片岩・珪質片岩(石灰質片岩、砂質片岩を伴う)
			生石層	弱変成のハイアログラスタイト、ピロプレチャ、枕状溶岩、チャート、酸性凝灰岩
	生石層	沼田層	生石層	
		嵯峨層		

表4・2・2 三波川結晶片岩の種類と特徴

泥質片岩	泥質岩を源岩として変成したもので、暗灰色を呈する。片理が著しく発達し、石英、曹長石に富む優白質層と緑泥石や石炭に富む暗灰色の層の縞状構造をなしている。片理面上には、ちりめんじわ褶曲による線構造が見られることが多い。
塩基性片岩	玄武岩質火山性堆積岩を源岩とし、緑~暗緑色を呈する。片理面上にちりめんじわ褶曲が見られる。点紋片岩では角閃石など長柱状の変成鉱物の配列による線構造も見られる。無点紋片岩は主に緑泥石、緑れん石、アクチノ角閃石、曹長石、石英からなる。
砂質片岩	砂岩を源岩とする結晶片岩で、淡灰色ないし黄褐色を呈する。肉眼では細粒砂岩のように見えるが、鏡下では石英、緑泥石、曹長石、白雲母などの再結晶鉱物が観察される。
珪質片岩	おもにチャートや石英に富む砂岩から変成したもので、石英が最も多く、斜長石や緑泥石などを含む。石英や長石からなる石英片岩は白っぽいが、ピンク色の紅麻石石英片岩や赤褐色の赤鉄鉱石英片岩などもある。片理は著しく、微褶曲も見られる。
石灰質片岩	石灰岩を源岩とする片理の発達した結晶質石灰岩で、再結晶した方解石を主成分鉱物とし、それに富む純粋なものには純白であるが、普通は不純物を含み灰白色をなす。片理は、ほかの結晶片岩ほど顕著でない。



上:塩基性片岩 下:砂質片岩と泥質片岩の互層