

埼玉県北部、上部中新統の楊井層の礫岩と起源

松岡喜久次（埼玉県立川越女子高等学校）

1. はじめに

関東山地東縁部の比企丘陵および埼玉県北部の荒川中流域の河岸には、下部～上部中新統が分布する。この中新統は比企団体研究グループ（2004）により、下位から七郷層、滝層、畠山層、小園層、荒川層、福田層、野田層、土塩層および楊井層の9層に区分された。その後、小池ほか（2010）は楊井層の上位に山崎層を識別した。

楊井層は礫岩、砂岩および泥岩からなり、植物化石が多産し（本間, 1987など）、ファンデルタ堆積物と考えられている（武井ほか, 1989）。楊井層の礫岩の礫種は砂岩、チャートおよび凝灰岩が多く、泥岩、細礫岩、ホルンフェルス、結晶片岩および花崗岩類などが含まれる（本間, 1987；武井ほか, 1989など）。松丸・林（1980）は砂岩、泥岩およびチャートの礫を秩父系とし、本間（1987）は砂岩礫には秩父系と新第三系由来があるとした。武井ほか（1989）は砂岩、チャートおよび花崗岩類の礫の多くは古期岩類からもたらされたとし、新第三系起源の砂岩もみられるとしている。楊井層の礫岩の礫は岩石学的な検討がなされていないため、起源については明確になっていない。今回、楊井層の礫岩において、主に砂岩とそれにともなう火成岩および変成岩などの礫の検鏡結果を報告し、それらの供給源を検討した。今後の資料としたい。

2. 地質概説

埼玉県深谷市菅沼から熊谷市川原明戸にかけての荒川中流域の河岸と河床には、上部中新統の土塩層と楊井層が分布する（図1）。また、山崎層は熊谷市三ヶ尻の観音山に分布するが、調査地域にはみられない。比企団体研究グループ（2004）によると、土塩層は主に砂質泥岩からなり、薄い凝灰岩層を挟み、層厚は約300mである。楊井層は主に礫岩、砂岩および泥岩からなり、凝灰岩層と亜炭層を挟み、層厚は300m以上である。楊井層は下部、

中部および上部に区分され、上部は第四系に不整合で覆われる（本間 1987）。両者の地質構造は、N50°～60°W走向で、北東～25°～40°傾斜する。土塩層と上位の楊井層の層位関係は整合とされている（渡辺ほか, 1950；松丸・林, 1980；本間, 1987；比企団体研究グループ, 2004）。小池ほか（2010）によると、山崎層は主に礫岩からなり、砂岩層や凝灰岩層を挟み、層厚は約300～350mと推定されている。山崎層と下位の楊井層との関係は、楊井層と同層準とされる諏訪山層と山崎層が整合関係にあることから、整合と考えられている。楊井層は児玉・深谷地域の諏訪山層に対比される（小池ほか, 2010）。

土塩層は多くの貝化石を含む漸深海から浅海性の堆積物（本間, 1986）、楊井層は多くの植物化石を含むファンデルタ堆積物（武井ほか, 1989）と考えられている。山崎層は河川成層と考えられ、安山岩、流紋岩や花崗岩などの礫を含む（小池ほか, 2010）。

土塩層の年代値は、珪藻化石により11～10Maと推定された（堀内, 2004）。また、楊井層中部に挟在する平方凝灰岩およびY-1凝灰岩のFT年代値は、それぞれ 10.5 ± 0.3 Ma（大平, 2004）と 9.6 ± 1.3 Ma（Kobayashi *et al.*,

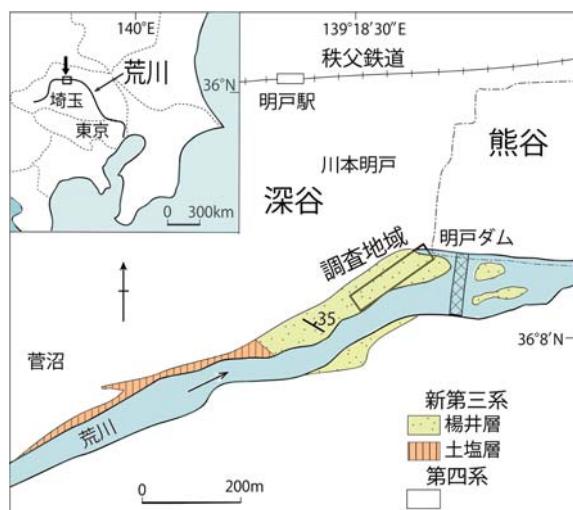


図1 調査地域の位置図および地質図(牧本・竹内, 1998; 比企団体研究グループ, 2004より作成)。

2011)、楊井層上部に挟在するY-9凝灰岩層のFT年代値は 9.1 ± 0.7 Ma (Kobayashi *et al.*, 2011) である。山崎層の年代値は、挟在する三ヶ尻凝灰岩層のFT年代値が 6.5 ± 0.4 Ma (小池ほか, 2010) である。



図2 埼玉県深谷市川本、荒川右岸より上流の楊井層の露頭。2013年9月撮影。

3. 調査地域の地質

埼玉県北部、荒川の中流にある明戸ダムの上流400mと下流150mの河岸と河床には楊井層が分布し、本間（1987）により詳細な調査がなされ、挟在する凝灰岩層と多くの植物化石が報告された。本間（1987）によると、楊井層下部は主に砂岩と砂岩泥岩互層、楊井層中部は凝灰岩を伴う砂岩泥岩互層と礫岩、楊井層上部は主に礫岩と砂質泥岩からなる。以下では、楊井層の中部と上部に挟まれる礫岩の岩相について述べる。

楊井層中部は層厚1～15mの礫岩を挟み、最下部の礫岩が最も厚い。平均径3～8cmの円礫～亜円礫からなり、淘汰は不良である。礫種は砂岩が多く、次にチャートである。基質は中粒砂～粗粒砂で、礫支持である。FT年代値が報告された平方凝灰岩（大平, 2004）およびY-1の凝灰岩（Kobayashi *et al.*, 2011）が挟まる。

楊井層上部は層厚1～20mの礫岩を頻繁に挟む。長径1～20cmの円礫～亜円礫からなり、淘汰は不良である。礫種は砂岩、チャートが多く、安山岩、新第三系の砂岩や凝灰岩もみられる。基質は粗粒砂で、基質支持の部分が多い。楊井層上部からは、原地性直立樹幹化石（川本化石林研究グループ, 1983）および菌類化石（榎井ほか, 2020）が報告されており、FT年代値が報告されたY-9の凝灰岩層

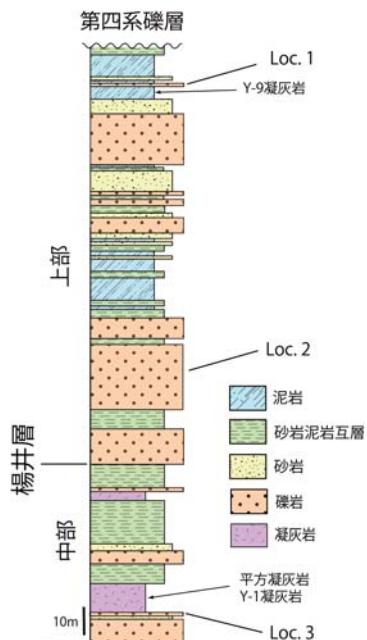


図3 楊井層中部～上部の地質柱状図(武井ほか, 1998; Kobayashi *et al.*, 2011より作成)。Loc. 1～3は調査した礫岩の層準。

(Kobayashi *et al.*, 2011) が挟まる。

4. 磕岩の岩相と礫種

楊井層上部のLoc. 1の礫岩は泥岩に挟まれ、層厚1mである（図4）。長径1～10cmの円礫～亜円礫からなり、淘汰不良である。礫種は、主に砂岩とチャートからなり、それぞれの占める割合は砂岩90%、チャート10%である。検鏡用試料として、砂岩礫を15個のほかに、比較的目につく花崗岩、粗面岩、ホルンフェルス、マイロナイトおよび凝灰岩の礫をそれぞれ1個採取した。

楊井層上部のLoc. 2の礫岩は層厚20mで、河床に広く分布する（図5）。長径1～15cmの円礫～亜円礫からなり、淘汰不良である。礫



図4 楊井層上部に挟まる礫岩 (Loc. 1)。



図5 楊井層上部に挟まれる礫岩 (Loc. 2).

種は、主に砂岩、チャートおよび安山岩からなり、それらの占める割合は砂岩78%、チャート15%、安山岩8%である。砂岩礫18個のほかに、安山岩礫4個、ホルンフェルスと珪質凝灰岩の礫を1個づつ採取した。

楊井層中部のLoc. 3の礫岩は平方凝灰岩およびY-1凝灰岩層の下位に位置し、層厚1mである(図6)。長径1~15cmの円礫~亜円礫からなり、淘汰は良い。礫種は、主に砂岩、チャートおよび安山岩からなり、それらの占める割合は砂岩83%、チャート12%、安山岩5%である。砂岩礫11個のほかに、安山岩礫5個、閃綠玢岩、流紋岩、ホルンフェルスおよび珪質凝灰岩の礫をそれぞれ1個採取した。



図6 楊井層中部に挟まれる礫岩 (Loc. 3).

1) 花崗岩礫 (Loc. 1)

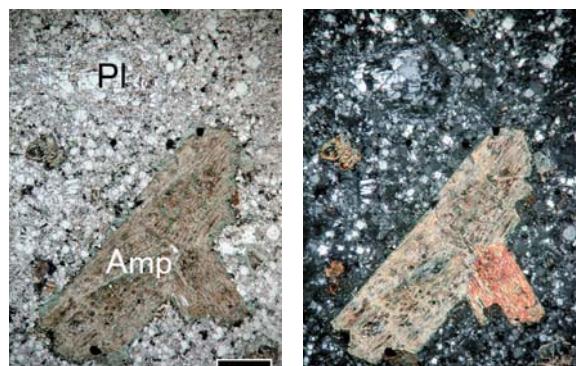


図7 楊井層上部に挟まれる礫岩中の花崗岩礫の研磨面 (Loc. 1).

長径3.5cmの円礫。完晶質組織で、石英、斜長石、カリ長石および黒雲母からなり、少量の白雲母を伴う(図7)。黒雲母の一部は変質し、緑泥石化している。その他、ジルコンや燐灰石が少量含まれる。石英、斜長石、カリ長石の粒径は1.0~1.5mmである。

2) 閃綠玢岩礫 (Loc. 3)

長径7cmの円礫。斑状組織を示し、斑晶は角閃石、斜長石およびカリ長石からなる(図8)。それぞれの斑晶の長径は1~3mm、自形~半自形である。そのほか、単斜輝石、ジルコンが少量含まれる。角閃石は変質し、大部分が緑泥石になっている。斜長石は累帯構造を有し、一部は変質して緑泥石や粘土鉱物になっている。カリ長石は完全に変質し、緑泥石や粘土鉱物になっている。石基は等粒状の石英、斜長石、角閃石からなり、それらの粒径は0.1~0.2mmである。

図8 楊井層中部に挟まれる礫岩中の閃綠玢岩礫の顕微鏡写真 (Loc. 3).
左: オープンニコル, 右: クロスニコル. スケールは0.5mm. PI: 斜長石, Amp: 角閃石.

3) 安山岩礫 (Loc. 2, 3)

長径8~15cmの円礫。斑状組織を示し、斑晶は斜長石および有色鉱物からなる。Loc. 2の安山岩の斜長石の長径は0.5~1.5mm、自形~半自形で累帯構造を有し、大部分が粘土鉱物に変質している(図9a)。有色鉱物の長径は0.5~1.0mm、自形で完全に粘土鉱物に変質しているが、一部に輝石や角閃石が残存している。石基は斜長石、有色鉱物、黒色不透明鉱物からなり、インターラギュラ組織を示す。Loc. 3の安山岩の斜長石の長径は0.5~1.5mm、自形~半自形で累帯構造を有す(図9b)。有色鉱物の長径は0.2~0.5mm、直方輝石と単斜輝石が共存する。石基は斜長石、輝

石、黒色不透明鉱物からなり、インターグラニュラー組織を示す。

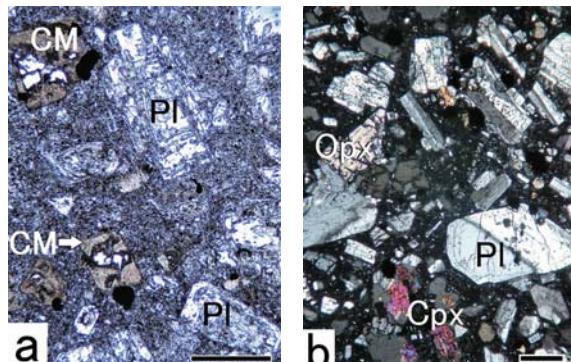


図9 楊井層上部と中部に挟まれる礫岩中の安山岩礫の顕微鏡写真。

左 (Loc. 2) : オープンニコル、右 (Loc. 3) : クロスニコル。スケールは0.5mm。PI : 斜長石, Opx : 直方輝石, Cpx : 単斜輝石, CM : 有色鉱物。

4) 粗面岩礫 (Loc. 1)

長径2cmの亜円礫で、斑状組織を示す(図10)。斑晶はアルカリ長石(サニディン)からなり、長径は1~2mmである。石基は細粒なアルカリ長石と隠微晶質物質の集合体で、少量の緑レン石を含む。アルカリ長石は長柱状で、それらが流理構造をつくっている。この粗面岩の石基中に円形状をした堇青石?がみられる。



図10 楊井層上部に挟まれる礫岩中の粗面岩礫(Loc. 1)。左: 研磨面、右: 顕微鏡写真、クロスニコル。スケールは0.5mm。Afs: アルカリ長石。

5) 流紋岩礫 (Loc. 3)

長径8cmの円礫で、斑状組織を示す(図11)。斑晶は石英、斜長石及びカリ長石からなる。石英は粒径0.5~3mm、融食形である。斜長石およびカリ長石の長径は0.5~2mm、自形~半自形で、変質してセリサイトが生じている。石基は珪長質鉱物が球か状をしたバリオリティック組織を呈し、細粒の石英や斜長石を含む。

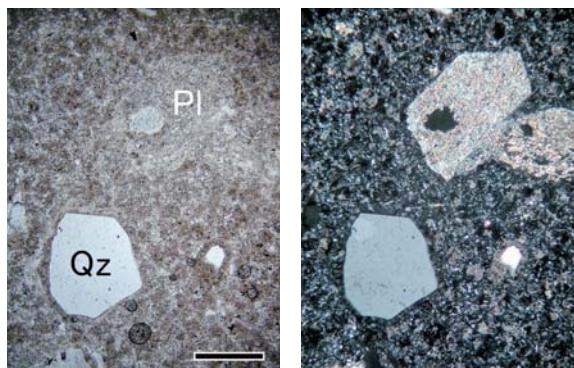


図11 楊井層中部に挟まれる礫岩中の流紋岩礫の顕微鏡写真 (Loc. 3)。
左: オープンニコル、右: クロスニコル。スケールは0.5mm。Qz: 石英, Pl: 斜長石。

6) マイロナイト礫 (Loc. 1)

長径2.2cmの亜円礫、石英と少量の斜長石の斑状変晶からなり、周囲は細粒の石英と斜長石で、少量の黒雲母、白雲母および緑レン石を含む(図12)。黒雲母の一部は変質し、緑泥石化している。石英と斜長石の斑状変晶の粒径は0.5mmである。細粒な石英は細長く伸張し、黒雲母や白雲母とともに定向配列する。

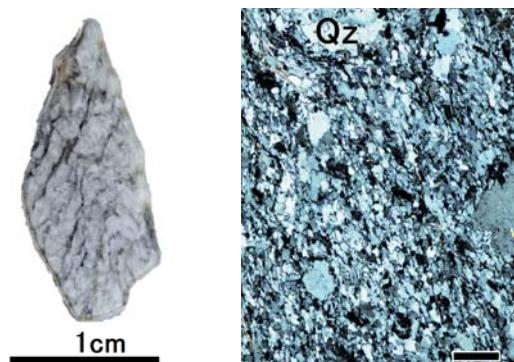


図12 楊井層上部に挟まれる礫岩中のマイロナイト礫(Loc. 1)。
左: 研磨面、右: 顕微鏡写真、クロスニコル。スケールは0.5mm。Qz: 石英。

7) ホルンフェルス礫 (Loc. 1)

長径3.2cmの亜円礫で、灰白色を呈する。粒径0.5~1.5mmの斑晶様の石英が点在し、その間を細粒な石英、少量の長石とプレーナイトがモザイク(寄せ木)状にうめている。石英の外形は不規則で、粒子間に縫合構造がみられる。粒状の石英の内部には、黒色不透明な微粒子が農集して丸~多角形の縁取った模様が多数みられる。このホルンフェルスの源岩は石英斑岩と考えられる。

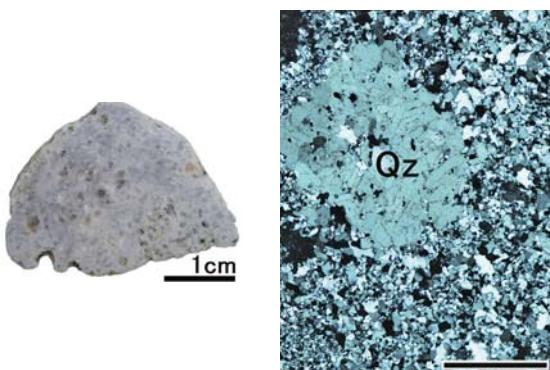


図13 楊井層上部に挟まれる礫岩中のホルンフェルス礫 (Loc. 1).
左: 研磨面, 右: 顕微鏡写真, クロスニコル, スケールは0.5mm. Qz: 石英.

ホルンフェルス礫 (Loc. 2, 3)

長径11cm (Loc. 2) と6cm (Loc. 3) の円礫で、両者ともに灰白色を呈す。Loc. 2の礫は、径0.2～1.0mmの粒状の石英が点在し、その間を細粒の石英がうめ、少量のプレーナイトおよび黒色不透明粒子をともなう (図15a)。石英の粒径は種々で、不均一に存在する。石英の外形は不規則に入り組んでおり、粒子間に縫合構造がみられる。間をうめる石英もモザイク状の集合体で、粒子間に縫合構造がみられる。

Loc. 3の礫は、径0.2～0.5mmの石英、斜長石およびカリ長石の間を細粒の石英と少量の黒色不透明粒子、パンペー石、緑泥石がうめる (図15b)。石英の外形は不規則に入り組んでおり、粒子間に縫合構造がみられる。石英の内部には、黒色不透明な微粒子が農集して丸～多角形の縁取った模様がみられる。斜長石とカリ長石は変質して粘土鉱物が生じているため、識別が困難なものが多い。細粒の石英はモザイク状で、縫合構造がみられる。両

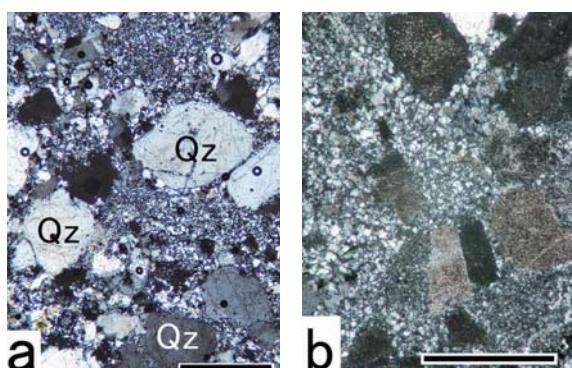


図14 楊井層中部に挟まれる礫岩中のホルンフェルス礫の顕微鏡写真.
a (Loc. 2): クロスニコル, b (Loc. 3): クロスニコル. スケールは0.5mm. Qz: 石英.

者とともに源岩は珪長質凝灰岩と考えられる。

8) 砂岩礫

Loc. 1～3の礫岩から採取した砂岩礫は、長径2～15cmの亜円礫または円礫である。これらは淘汰の良い砂岩と淘汰の悪い砂岩に分けられ、前者は後者よりやや硬い。これらの砂岩礫は石英、斜長石、カリ長石、少量の黒雲母、緑レン石およびジルコンのほかに、火山岩、チャート、珪質凝灰岩および泥岩の岩片を含む。特に、淘汰の悪い砂岩は火成岩や变成岩などの岩片をともなう特徴を有する。Loc. 1～3の礫岩中の砂岩礫において、淘汰の悪い砂岩の占める割合はLoc. 1と2で77%、Loc. 3で60%である。

淘汰の良い砂岩は、碎屑粒子の径が0.1～0.2mmで、pressure solutionにより石英粒子が不規則形を示すことが多い。プレーナイト石脈をもつ砂岩礫が認められた (図15a)。

淘汰の悪い砂岩は碎屑粒子の径が0.1～0.1mmで、これらの砂岩礫には花崗岩の岩片が認められる (図15b)。そして、多くの砂岩礫の岩片には、珪長質岩および珪長質凝灰岩が含まれ、一部の礫に閃緑玢岩、安山岩、流紋岩、マイロナイト、結晶片岩、ホルンフェルスおよび溶結凝灰岩が認められる。黒雲母は細粒砂サイズが多いが、極粗粒砂サイズを含む礫があり、この砂岩礫は石英、斜長石、カリ長石からなる (図15c)。

なお、花崗岩は石英、長石、ミルメカイトのどれか2種類以上の組み合わせがあり、黒雲母を伴うことがある。安山岩は斑状組織を示し、斑晶鉱物として斜長石を含む。斜長石は自形で、累帶構造を有する。石基は長石類と微細な鉱物からなり、緑泥石やセリサイトが生じている (図12d)。閃緑玢岩は斑状組織を示し、斑晶鉱物として角閃石を含む。角閃石は変質して緑泥石や粘土鉱物が生じている (図15e, f)。石基は等粒状の角閃石、石英や斜長石からなる。粗面岩は斑状組織を示し、斑晶が長柱状のアルカリ長石からなる (図6g)。石基は細粒なアルカリ長石と黒色不透明鉱物からなり、斑晶と石基のアルカリ長石は定向配列する。珪長質岩は完晶質で、長径0.1mmの長石類と石英からなる。

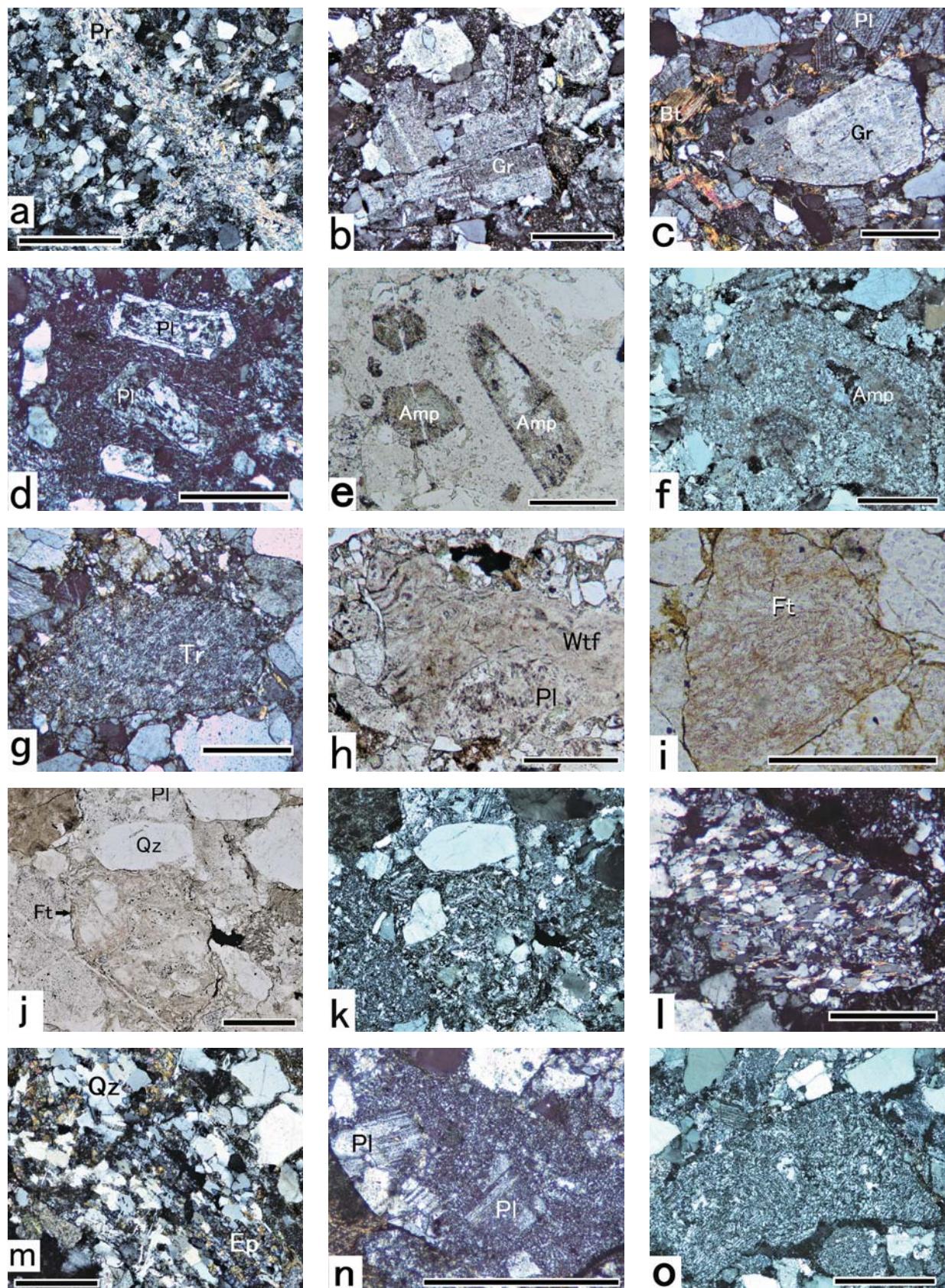


図15 楊井層上部と中部に挟まれる礫岩中の砂岩礫の顕微鏡写真 (Loc. 1)。スケールは0.5mm。

a : 淘汰の良い砂岩礫中のプレーナイト脈, b-o : 淘汰の悪い砂岩礫中の岩片, b : 花崗岩片, c : 花崗岩片, d : 安山岩片, e, f : 閃綠斑岩片, g : 粗面岩片, h : 溶結凝灰岩片, i : 凝灰岩片, j, k : 珪長質凝灰岩片, l : 結晶片岩片, m : 結晶片岩片, n : ホルンフェルス片, o : ホルンフェルス片?, e, h-j : オープンニコル, a-d, f, g, k-o : クロスニコル, Gr : 花崗岩, Ft : 珪長質凝灰岩, Tr : 粗面岩, Wtf : 溶結凝灰岩, Qz : 石英, Pl : 斜長石, Amp : 角閃石, Bt : 黒雲母, Pr : プレーナイト。

溶結凝灰岩は石英、斜長石および火山ガラス、細粒な黒色不透明鉱物からなる。火山ガラスが流理構造を示す(図6h)。珪長質凝灰岩は、ほとんど火山ガラス破片からなる(図6i)。珪長質凝灰岩は、細粒の石英と長石類または隠微晶質な基質中に、石英や長石類が点在する(図6j, k)。火山ガラスの形が認められることがあり、細粒な黒色不透明鉱物が多く含まれ、それらが不均一に分布する。

結晶片岩は石英と纖維状の白雲母が定向配列する石英片岩(図6l)と、石英と緑レン石からなる緑レン石片岩(図6m)である。図15nの岩片は石英や斜長石と細粒の石英からなり、珪長質凝灰岩と考えられる。図15oの岩片は細粒な石英からなり、石英はモザイク状である。チャートは隠微晶質で、0.1mm径の円形の内部を粗粒な石英が埋めている放散虫化石が認められる。

5. 考察

礫岩の礫とその起源

楊井層上部の礫岩の礫は、多量の砂岩と少量のチャートからなり、まれに花崗岩、閃綠玢岩、安山岩、流紋岩、ホルンフェルスおよびマイロナイトを含む。砂岩礫には粗粒で淘汰の悪い砂岩と細粒で淘汰の良い砂岩がある。粗粒で淘汰の悪い砂岩は花崗岩類の岩片を含み、安山岩、流紋岩、溶結凝灰岩、珪長質凝灰岩および結晶片岩の岩片をともなう。

牧本・竹内(1992)および小川町史編さん委員会(1999)によると、関東山地北東部の秩父帯の砂岩には火成岩などの岩片は認められない。したがって、楊井層の火成岩などの岩片を含む砂岩礫は、秩父系とは考えられない。武井ほか(2013)は比企丘陵地域の新第三系七里層～野田層の砂岩に含まれる岩片砂粒には、花崗岩類、石英斑岩および安山岩などの火成岩、溶結凝灰岩、珪長質凝灰岩およびシルト岩、結晶片岩が含まれることを報告している。このことから、楊井層の火成岩や変成岩などの岩片を含む砂岩礫は、比企丘陵地域の新第三系起源と考えられ、岩質がやや柔らかいことも矛盾しない。なお、比企団体研究グループ(2004)によると、小園層の粗粒砂岩は長石質で黒雲母が目立つとの報告が

あり、本報告の極粗粒砂サイズの黒雲母を含む砂岩礫と類似した岩相を示す。

楊井層の礫岩には、砂岩とチャートのほかに、火成岩、変成岩およびマイロナイトなどの礫が含まれている。比企団体研究グループ(2004)および武井ほか(2013)によると、これらの礫は比企丘陵地域の楊井層の下位の新第三系を構成する砂岩およびそこに含まれる礫種と類似することから、新第三系から供給されたと考えられる。楊井層の花崗岩礫は石英、斜長石、カリ長石および黒雲母からなり、武井ほか(1978)の報告による小園層の花崗岩礫の構成鉱物と類似することも上記のことを支持する。

一方、細粒で淘汰の良い砂岩は、pressure solutionにより石英粒子が不規則形を示し、新第三系起源の砂岩礫より岩質がやや硬い。これらの礫は先新第三系起源の可能性が高く、プレーナイト脈をもつことから、栃谷層起源と考えられる(平島, 1984; 小野, 2000など)。新第三系小園層や荒川層に、栃谷層起源の砂岩礫が含まれている報告とも矛盾しない(小野, 2000; 比企団体研究グループ, 2004)。

また、比企丘陵地域の新第三系に含まれる火成岩や変成岩の礫の起源は、古期岩類に求められる。花崗岩類と片麻岩の礫の起源については、武井ほか(1978)は領家帯、小野(2004)は領家ナップに求めている。

楊井層の安山岩礫の起源については、白亜紀末～暁新世の寄居酸性岩類に伴う安山岩が考えられる(牧本・竹内, 1992)。一方、小池ほか(2010)によると、楊井層の上位に位置する山崎層の安山岩礫は群馬県西部地域から供給されたと考えられた。山崎層の安山岩は輝石を含み、楊井層の安山岩と類似する。群馬県高崎の西方の秋間丘陵には中新統板鼻層が分布し、その上部の礫岩には、輝石安山岩の巨礫が含まれている(下司・竹内, 2012)。したがって、板鼻層上部の堆積時には、安山岩礫が楊井層および山崎層の堆積場まで運ばれて混入した可能性がある。

また、楊井層には流紋岩や粗面岩の礫が含まれている。流紋岩は寄居酸性凝灰岩からの供給が考えられる。一方、足尾山地の南西部にある八王子丘陵とその南東にある金山地域

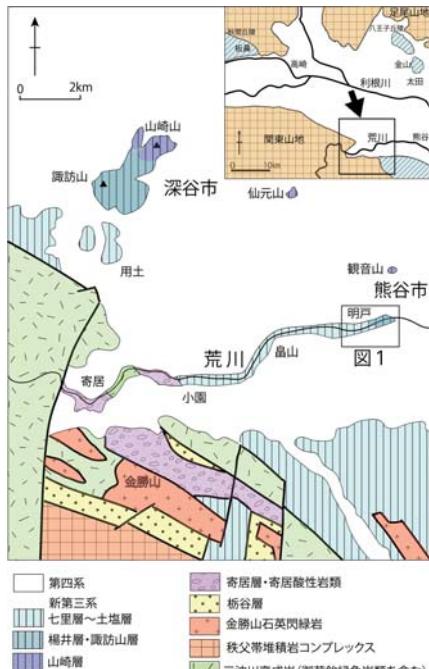


図16 埼玉県北部の地質概略図（埼玉県地質図編纂委員会, 1998; 比企団体研究グループ, 2004より作成）

の丘陵には、古第三紀の金山流紋岩類と藪塚層が分布する（須藤ほか, 1976；高橋ほか, 1991）。これらは主に溶結凝灰岩からなり、その一部は石英粗面岩とされている（河合・山田, 1960）。楊井層の流紋岩や粗面岩の礫は、ここから供給された可能性がある。

さらに、本報告の砂岩礫には、火山ガラス破片のみからなる凝灰岩の岩片が含まれており、八王子丘陵などの地域にも火山ガラス破片のみからなる凝灰岩（須藤ほか, 1976）もみられることも、上記の可能性を高めている。楊井層の礫岩のチャート礫は関東山地の秩父帯起源と考えられているが、ホルンフェルス礫とともに、足尾山地の美濃・丹波帯から由來した可能性もあり、今後の課題である。

謝 辭

本報告において、比企丘陵団体研究グループの武井 崎朔氏と佐藤和平氏、関東山地研究グループの方々からは、有益な助言をいただいた。以上の方々には深く感謝する。

引用文献