Kobe University Repository : Kernel

PDF issue: 2026-11-23

滋賀県伊吹山麓の地形

加藤, 正隆

(Citation)
兵庫地理,9:21-26

(Issue Date)
1965-03-31

(Resource Type)
journal article

(Version)
Version of Record

(URL)
https://hdl.handle.net/20.500.14094/90002232

KOBE UNIVERSITY

滋賀県伊吹山麓の地形

加　藤　正　隆

1. はじめに

横山丘陵によって湖東平野から距てられた伊吹山（高度1377m）南麓の盆地（伊吹盆地）には典型的な扇状地が発達している。この扇状地面の形成と特異な姉川の流路との関係を追求しながら盆地内の地形分類を試みた。

2. 伊吹盆地の地形

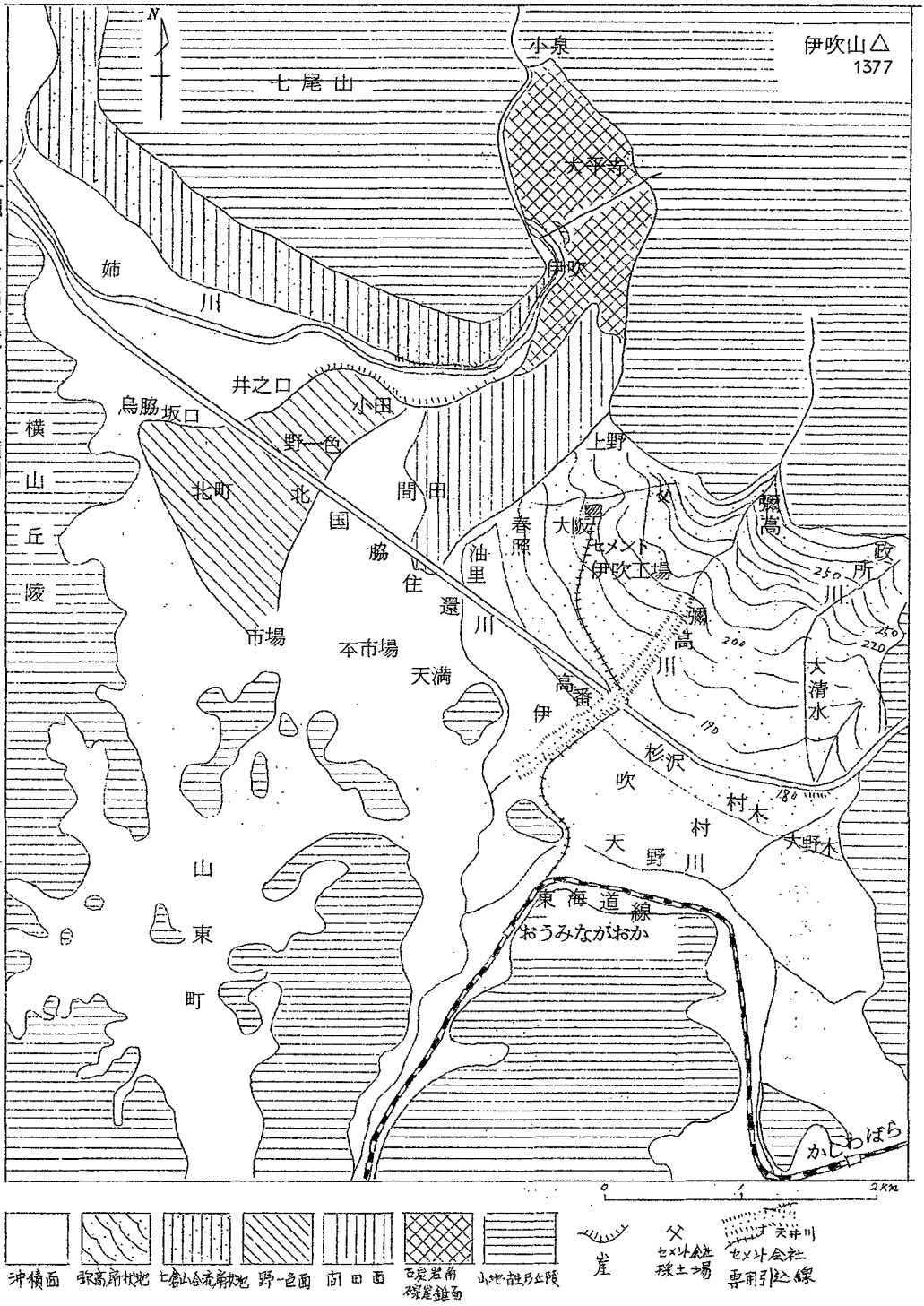
伊吹盆地は北縁を西北西 — 東南東方向の伊吹山断層崖に限られ、東側は丘陵地帯によって藤古川流域の関ケ原盆地に連なっている。盆地南部では屈曲のいちじるしい古生層丘陵が広がり、沈降地形を示している。この盆地内の地形を分類すると、(一) 古生層丘陵と (二) それを埋積する堆積地形に大別される。堆積地形は山麓部に分布する (a) 石灰岩角礫崖錐面と (b) 間田面 (c) 野一色面 (d) 弥高川扇状地 (e) 七尾山南麓の合流扇状地などの諸扇状地状地形、さらに (f) 南部の盆地床および姉川河床の沖積平坦面に分けられる。

(a) 石灰岩角礫崖錐面

伊吹山西麓の高度370～300mの姉川沿岸には、凝結した石灰岩角礫層の緩斜面が発達している。この角礫層は太平寺付近で凝結していない新期の角礫層に被われている他、小泉から伊吹にかけては直接基盤の古生層を不整合に覆っている。さらに角礫層は間田・小田付近まで追跡できるが、ここでは円礫～亜角礫を混じえる地層に覆われる。この小泉から伊吹にかけての角礫層を石灰岩角礫崖錐面とする。この層は基盤を10～70mの厚さで被う人頭大から砂粒までの凝結した石灰岩角礫よりなり、伊吹山西斜面の崩壊によって供給された崖錐層と考えられる。姉川に沿う崖では流水による陶汰を受けているらしく、スレート・砂岩の円礫を多小含む成層している部分がみられ南方に傾斜しているようである。北北西一南南東方向の姉川の流路はこの崖錐面の発達によって西へ七尾山寄りに流路を押しやられている。石灰岩崖錐面の形成時期については、従来は衝上運動に伴う角礫化作用によって形成されたと考えられていたが、$\frac{1}{5万}$ 地質図では第3紀末から第4紀洪積世古期とみなしている。この石灰岩角礫はセメント原料として大阪セメント伊吹工場が原石に使用している。

(b) 間　田　面

石灰岩崖錐層の間田付近の連続面は表面に径約1～0.5cmの黒灰色チャートの



第一図　伊吹山南麓の地形分類図

（オ1表）　伊吹山南麓の地形発達についての対比

地域 / 地質時代		地盤運動の傾向 伊吹盆地	地盤運動の傾向 関ケ原盆地	伊吹盆地	関ケ原盆地
沖積世		山地部の隆起・盆地床の沈降	緩い小規模な隆起 緩い隆起・静止（沈降）	盆地床沖積面の堆積 弥高扇状地 姉川流路が現状に固定 野一色面の形成（姉川河床礫の堆積） 間田面の形成	藤古川・今須川氾濫原の堆積 （隆起） 下位段丘の堆積
洪積世	新期		急速な隆起 東部の小規模な断層 緩い隆起または静止（沈降）	姉川による侵蝕 風化	（隆起）↑ 扇状地面を切る断層 扇状地・河床堆積物の堆積 （上位段丘面の砂礫層堆積）
	古期	断層運動		石灰岩角礫崖錐面の堆積 伊吹山断層崖の形成	（隆起）
鮮新世	新期	小規模の隆起 山麓部の沈降（静止）		伊吹山南面の階段状山麓緩斜面	山麓緩斜面の形成 （隆起） 牧田層の堆積
	古期	隆起（褶曲・断層運動を伴う）		古生層丘陵の断裂運動	

亜角礫～円礫を含む風化のいちじるしい地層を4～5mの厚さに乗せることが多い。この地形面の北端は比高20～70mの姉川による河蝕崖で、南方に起伏しつつ傾斜する。この地形面も水利に乏しく、間田で地下水の得られるところは角礫層が薄く周囲に沖積面が入り込んでいるところに多いようで、角礫層下部に存在する砂礫層（ボーリングデータによる）から採水しているらしい。間田面の形成については石灰岩崖錐層の堆積後表面が風化侵蝕され、その後伊吹山麓付近に由来する扇状地性堆積物に覆われたが、彌高扇状地の延長とは認め難い。

(c) 野一色面（姉川の堆積層）

小田付近の比高約8mから西南西の井之口・坂口方面に高度を減ずる崖によって姉川の氾濫原に臨む台地状地形面は、南方に向って緩傾斜して高度150～152.5mで沖積面に移行する。北端の河蝕崖では下部に石灰岩角礫層が露出し、厚さは北東部で約5m、北部で1.8～2mで崖を西南西に追跡すると、150mほどで角礫層の上端部が消失する。この石灰岩角礫層上部には厚さ3.5m以上の石灰岩・砂岩・スレートなどの円礫を含む砂礫層が覆っている。この上部砂礫層は、北国脇往還・田中付近の用水路堀割では直径20cm以下の偏平な円礫が多く、また風化のいちじるしい花崗岩礫（径約5cm）も数個発見された。これらの砂礫層中にはレンズ状の粘土層や黒雲母を多量に含む砂層を狭み、層行は一定でないが、南に約15°の傾斜を示している。この地形面も水利に乏しく、小田では用水、野一色では地下水位約5.6mの共同井が1つあるのみであるが、鳥脇・北町から市場・本市場の末端部には地下水位0.25～2mの浅井戸が多く分布している。この地下水が姉川によって供給されていることは疑問である。この地形面に花崗岩礫の見出されることは、野一色面の形成に関する手がかりを提供する。$\frac{1}{5万}$地質図および現地調査によると、この地域一帯の地質は、古生層が一般的で、花崗岩の分布は姉川上流に限られている。伊吹付近の姉川では、河床礫のうち4%ぐらいの比率で花崗岩礫が見出される。従ってこの地形面の砂礫層は姉川の運搬、堆積したものと断定できる。過去の姉川による扇状地面であろう。

(d) 七尾山南麓の合流扇状地

七尾山南麓から西麓にかけて連なる緩斜面は崖錐状の合流扇状地とみなされる。小田から伊吹にかけての対岸では姉川に臨んで5～10mの河蝕崖をなし、下方は例の石灰岩角礫層が露出している。この上部は分級不良の古生層の礫よりなる砂礫層が覆っている。

(e) 彌高扇状地

伊吹山南麓の中央を流れる彌高川の形成した扇状地（彌高扇状地）は集落や浅

井戸・湧泉の分布・土地利用から春照・高番・杉沢・村木・大野木を結ぶ線で限られるようである。扇側は西側を油里川・東側を政所川が比高5～8mの解析谷をつくつている。扇央では高度ほぼ210mを境界として、上流では扇面が河床に対して比高を増し、彌高付近で約5～10m、高度210m以下では次第に河床が高まり、高番付近では堤防と扇面との比高8～10mに及ぶ。酒川の天井川となっている。扇状地の地下構造は大阪セメントの粘土採取場の観察によると、比高約14mの崖の下部から厚さ5mまでは比較的大きな礫を混じる砂礫層、その上部厚さ4mは下部よりやや細粒の砂礫層、さらに最上部は厚さ15～20cmの灰白色シルト層を狭んで4～5mのシルトを含む砂礫層よりなる。この露頭の状態から表面の砂礫と礫質は類似で、花崗岩や石灰岩角礫を含んでいない。扇端の高香の簡易水道の試錐資料によると、地表から深さ20mまでの砂礫または砂礫まじりの赤土層の下部に青粘土層が存在する。この青粘土層は盆地床堆積物とも考えられる。扇端の杉沢・高番からは縄紋晩期の遺物が地下1.5～1.8mから発見されている。また扇状地面積約5.1Km^2は扇頂以上の流域面積約2.3Km^2に比較して異常に大きい。以上のことから、扇状地の表面は沖積層で覆われているが、縄紋末期以来扇状地はほとんど前進せず、現在では扇頂、扇側で解析が進行しつつある。さらに扇面の異常に大きいのは、基盤が浅い場合も考えうるが、それよりも扇状地の堆積が洪積から引続いて堆積したことによるのでないか。扇面の山麓寄りの解析化は、姉川上流の河岸段丘の存在からも最近における山地側の隆起、盆地床の沈降に原因を求めうるのであろう。

(f) 沖　積　面

扇状地は以上のほか、東南部の霊山北麓の柏原付近の中仙道沿いに合流扇状地が発達しているほかは、盆地内の古生層丘陵ではあまり認められない。沖積面には古生層丘陵を埋積する天野川流域の盆地床堆積物と姉川の河床堆積物に分けられる。盆地床の沖積面はおもに水田をなし、春照西方・長岡北方には条里遺構も存在するから、沖積面はその後の堆積物で埋積されることはほとんどなかったと考えられる。盆地内における沖積面の堆積には姉川は氾濫原以外にはほとんど関与しておらず、間田・小田間の低地(姉川との比高6m)も用水路が通っているが、最近における姉川の流路となった証拠は見出せなかった。盆地床の沖積層の厚さは天満付近の試錐からは部分的には約100m以上の厚さがあると思はれる。

3. 伊吹盆地の地形の発達

伊吹盆地から関ケ原盆地にかけての狭隘部の古生層の形成は、第三紀鮮新世の断裂運動によるものとされ、引つづいて鮮新世末期には小規模の隆起によって伊

吹山南面の一合目から四合目にかけての階段状緩斜面が形成れた。次いで洪積世古期の大規模な断層運動によって七尾山南側から伊吹山南斜面にかけて伊吹山断層崖が形成された。それに伴って石灰岩角礫崖錐面が伊吹山西南麓に堆積し、姉川を七尾山側に押つけて流路を乱した。洪積世新期から沖積世にかけては、山地の隆起と盆地床の沈降運動が継続して、間田面の扇状地状砂礫の堆積、それに続いて、洪積世末期から沖積世初期にかけて野一色面における石灰岩角礫層の姉川による侵蝕と扇状地の形成が進行した。姉川はこの時期には流路を南へとり盆地内へ流れたが、その後七尾山南麓の合流扇状地末端を西北西に流路をとった。そして姉川上流部の隆起による段丘形成の際に下刻によって流路を固定されたのでないか。野一色面は段丘化している。彌高川扇状地の堆積は洪積世から続行しているらしいが、その堆積は上野付近までで、姉川の流路決定に参加しておらず、また伊吹山断層崖に流路が支配されているとも考え難い。一方、関ケ原盆地では、洪積世には藤古川による扇状地層の堆積と引き続く約 7m の隆起によって上位段丘面が形成され、沖積世初期には下位段丘面の堆積と 3～5m の隆起が行われた。この段丘形成は今須川・牧田川流域でも行われた。従って、洪積世新期以後の地盤運動は、この狭隘部では、琵琶湖東岸から伊吹盆地側の沈降、関ケ原盆地側・山地の隆起が継続していることを示している。

参考文献

1. 磯見　博　：　$\frac{1}{5万}$地質図幅「近江長浜」および説明書　1956年
2. 大矢雅彦　：　関ケ原の地形　地理学評論25巻（別2）1952年
3. 長浜市役所　：　航空写真$\frac{1}{2.5万}$長浜　1957年
4. 中村林一　：　長浜の条里　長浜北高校「歴史」第5号
5. 藤岡謙二郎　：　先史地域及び都市地域の研究
6. 岡山俊雄　：　美濃越前山地内部の断層地形　地理学評論7巻
   P 920～942　P 1035～1062

（県立兵庫高校教諭）