利根川水源地域の地質

小林 二三雄*

Geology of the River-head District of the Tone River

By

Fumio KOBAYASHI

(Résumé)

As a member of the party investigating the head district of the Tone River, the writer surveyed the area between the Sudagai Dam to Mt. Otonedake along the valley of the mentioned river, as shown in the geological map. The geological formations developed along the valley are as follows in descending order :

Mesozoic
Okutone
Group	{	4. Higashimatazawa formation : chiefly of shale and sandstone, associated with thin limestone at places. Molluscan fossils occur.
		3. Kengakurasawa shale : shale predominating.
		2. Idozawa sandstone : an alternation of sandstone and shale predominating.
		1. Minagasawa shale : shale predominating.

From the Higashimatazawa formation the writer collected some molluscs, which H. Fujimoto and Y. Yabe determined as *Entomonotis* cf. *ochotica* (KEYSERLING), and its variety var. *eurachis* (Teller) from Loc. 17 T, and *Entomonotis tenuicostata* KOBAYASHI and ICHIKAWA and its variety var. *mabara* KOBAYASHI and ICHIKAWA from Loc. 192.

The evidence afforded by the fossils indicates that the Higashimatazawa formation is upper Triassic in age.

1. ま え が き

従来はたゞ単に御坂層と呼ばれていた群馬県利根郡水上町湯原・藤原地区の第三紀層は、近年群馬大学の木崎助教授・新井講師の研究により、相当詳細に解明されてきた。

筆者は前記両教官の指導のもとに「藤原ダム附近の地質について」調査を行った。

藤原地区の第三紀層の基盤は、いわゆる奥利根型花崗岩体および藤原蛇紋岩体であること、これらの第三紀層は中部中新統であることなどを確認した。しかしこの調査に際して、夜後橋附近から上流の平出附近に至る間に広く分布する「栗沢層」中の礫岩に、多量に含まれている径30~3cmの黒色頁岩および砂岩の円礫や、奥利根型花崗岩の噴出時期および分布については全然手掛りが得られなかった。

幸いにも昭和29年8月中旬に、群馬県山岳連盟が主となつて、利根川の水源地域の調査が行われたのでこれに参加し、東京電力株式会社須田貝ダム附近から大刀根岳に至る間の地質を調査し、地質経路図を作ることができ、上述の疑問を解決する資料も多少得られたので、こゝにその概要を報告する。記載は下流から上流に進めた。調査地域は群馬県の北端の利根郡水上町に属している利根川の水源地域であり、最近は藤原ダム・須田貝ダム等が下流に建設されている。須田貝ダムまでは上越線水上駅からバスの便がある。こゝから湯の花温泉までは、利根川沿いに林道が続き、湯の花温泉から上流は、水長沢と利根川の合流地点まで小道が漸続しているが、さらにこゝより上流は、大刀根岳山頂近くまでほとんど道がなくて川中を遡行した。

本調査中は中島隊長・田村副隊長・県観光課大沢・大島両技官・前橋営林局治山課赤沢課長・武藤技官始め隊員各位から多大の御援助を受けた。また沢・滝の名称および地名については、主として中島定吉氏の御教示にし

* 群馬県立榛名高校教諭

地学雑誌 Vol. 64, No. 3, (697), 1955

たがつた。

群馬大学の木崎助教授・新井講師には、室内作業その他について、種々便宜を与えて頂いた。東京教育大学の藤本治義博士には、化石の鑑定および本稿の御校閲を賜った。

こゝに銘記して厚く感謝の意を表する次第である。

2. 本 論

2.1 須田貝ダム——湯の花温泉

利根川と楢俣川の合流地点の須田貝ダム建設地附近一帯は、淡紅色・粗粒の花崗岩が分布している。そしてこの花崗岩は「奥利根型花崗岩」と呼ばれている。この花崗岩体は、須田貝ダムの下流約 500 m のほど E-W の断層で、蛇紋岩体と接している。この断層の附近では、花崗岩が多量の黒色頁岩や流紋岩を捕獲している部分がある。これらの捕獲岩は、径 5~20 cm でおもに角礫からなっている。

またこの断層線から約 250 m 上流のダム建設用の排水孔附近には、幅約 50 m ほどの蛇紋岩があり、上・下流側とも東西性の断層によつて花崗岩体と接している。

ダムサイト附近には、走向は E-W、厚さ 1~1.5 m の灰白ないし白色の流紋岩の岩脈が数本あり、部分的に角礫状になっている。

また塩基性岩の岩脈は走向は N-S、厚さ 1~0.7 m で 2 本認められる。ダムサイトの上部の左岸にあるトンネルの上流側には、特徴のある灰色の縞状流理のある厚さ約 3 m の流紋岩の岩脈がある。ダムの少し上流にある仮締切のアーチダム(矢木沢ダムの模型)の附近の河床の花崗岩中には、処々に径 10 cm 内外の黒色の捕獲岩がある。一般的にこゝの花崗岩は風化を受け易く、表面が相当もろくなつていて、かなり多量の花崗岩砂が堆積している所もある。右岸の前十二沢・後十二沢・芦沢等の間は、ことごとくこの型の花崗岩からなっている。芦沢と利根川との合流地点には、2 本の塩基性岩の岩脈がある。下流側の岩脈は約 50 m ほどで尖滅しているが、左岸では厚さ約 1 m で、右岸に移ると段々に薄くなつて第 1 図のようになっている。そして一見花崗岩に捕獲されているのではないかと考えられるような部分もある。

上流側の岩脈は厚さ約 1 m で前者より約 50 m 上流にある。この 2 本の岩脈の走向はほぼ E-W であつて、ともに濃緑色を呈して、かなり堅硬である。清水倉沢と利根川との合流地点にも、前者とほぼ同様の塩基性岩の岩脈がある。この附近から矢木沢ダム建設予定地附近までは、淡紅色・粗粒の花崗岩が続いているが、矢木沢と利根川との合流地点附近には塩基性岩・流紋岩等の岩脈があり、この合流地点から上流のこちを沢の附近までは

第 1 図

比較的細粒、灰白色の花崗岩となつている。

こちを沢合流点の下流約 200 m 附近には、走向は E-W の細粒の石英閃緑岩の岩脈がある。

こちを沢合流点から上流は徐々に淡紅色、粗粒の花崗岩になつている。こちを沢合流点と奈良沢合流点との間には、塩基性岩の岩脈が 4 本あるが、走向はいずれも E-W で、厚さは下流側から 2.2 m, 1.5 m, 1.6 m, 2 m となつていて、おのおのの岩脈の間隔は 100~150 m である。これらの岩脈は、比較的濃い緑色をしていてかなり堅硬である。

奈良沢合流点から上流の花崗岩は、粗粒で表面がかなり風化している箇所があつた。そして右岸の小沢には相当多量の花崗岩砂がみられた。

奈良沢合流点から約 1,500 m 上流の右岸のなめつた沢では、転石中に長径 5 cm 余りに達する長石の結晶を含むものがあつたし、花崗岩砂が実に多量にあつた。この沢の対岸のちようしの沢にも、比較的大きい石英・長石等の結晶を含む岩石があるといわれている。またちようしの沢の約 100 m 上流の上げた沢にも、多量の花崗岩砂が認められた。この沢の対岸の幽の沢では、かつて水晶の巨晶を産出したといわれる(湯の花温泉に現存する水晶は、この沢から産出したものといわれ、長さ約 20 cm, 短径約 5 cm ほどある)。

湯の沢・まあらし沢の附近一帯は淡紅色、粗粒の花崗岩からなっている。そして湯の花温泉まですべてこの型の花崗岩のみである。

この温泉の附近の川原の礫には、目立つて黒色頁岩が多くなっている。その他の礫として花崗岩・流紋岩・グラノファイア・石英斑岩・玢岩等がみられる。

2.2 湯の花温泉——越後沢合流点

湯の花温泉附近では淡紅色、粗粒の花崗岩が分布しているが、温泉の湧出している場所は、厚さ約 5 m の灰白色、緻密の流紋岩の岩脈であつて、この裂隙中から温泉が湧出している。

小黒沢合流点と水無沢合流点との間には、3本の流紋岩岩脈がある。この岩脈の走向はほぼ EW で、灰白色、緻密であり、厚さは 1~2 m である。

水無沢合流点と東仙倉沢合流点との間には、3本の塩基性岩の岩脈がある。この岩脈は淡緑色で、厚さは下流側から 1.5 m, 2 m, 5 m で、走向はほぼ N-S である。これらの岩脈の形状はかなり不規則である。これらの塩基性岩の岩脈と流紋岩の岩脈との関係はわからなかつた。

さらに東仙倉沢合流点と西仙倉沢合流点との中間附近には、灰白色の流紋岩の岩脈が 2 本ある。この岩脈の走向はほぼ E-W で、厚さはかなりあるが辺縁部の形状は不規則に屈曲している。

西仙倉沢合流点の上流約 200 m の地点には灰白色、緻密の流紋岩の岩脈が 2 本ある。

この岩脈は下流側のは厚さ 5 m, 上流側のは厚さ 2 m である。走向は N25°E である。

この附近から上流の小穂口沢合流点までは数本の灰白色、緻密の流紋岩の岩脈があるのみで、依然として淡紅色、粗粒の花崗岩が分布している。われのかや沢の転石は淡紅色粗粒花崗岩が最も多く、玢岩・黑色頁岩・流紋岩等もみられる。われ沢にも大体同様の転石がみられるが、赤倉沢は淡紅色、粗粒の花崗岩の転石がおもで、僅かに流紋岩・玢岩等がみられる。

小穂口沢と利根川の合流地点には、小穂口沢の流れの方向に、厚さ 20~30 m に達する灰白の比較的粗鬆の流紋岩の岩脈があり、この岩脈のほぼ中央部に、厚さ 2~3 m の灰緑色の塩基性岩の岩脈が平行に進入している。

これらの複合岩脈から約 400 m 上流までは花崗岩の露頭が続いているが、それよりさらに 30~50 m ほど砂礫に覆われているが、その上流にはホルンフェルスがある。このホルンフェルスは下流側、すなわち花崗岩体と接している部分は接触変成によると思われるが、片岩状を呈している。この片岩状を呈している部分には、アプライト(半花崗岩)が網状に貫入しているのが認められる。上流側ではホルンフェルス中にアプライトの進入はみられない。

このホルンフェルスは約 200 m 上流まで分布している。しかし下流側同様上流側も砂礫に覆われているので、水長沢と利根川との合流地点に広く分布している灰色で、比較的粗鬆の流紋岩との関係は不鮮明ではあるが、周囲の状態からして多分このホルンフェルスは、この流

紋岩の進入によつて覆われているものと考えられる。水長沢の合流点近くは、谷に沿つて 30 m の間にグラノファイアー(文象斑岩)が分布している。この水長沢の転石は、グラノファイアー・石英斑岩・ホルンフェルス・流紋岩・黑色頁岩・砂岩・中粒花崗岩等からなつている。この転石中の中粒花崗岩は、粒度および造岩鉱物等から考えて、いわゆる“奥利根型花崗岩”とは異なつていような印象を受けた。

水長沢合流点より約 50 m 上流には、本流に沿つて輝緑岩の岩脈が流紋岩中に進入している。

この岩脈は、約 40 m 位の間はかなり大規模に露出している。この岩脈の上流側の流紋岩中には、硫化水素臭のする所もある。

またこの流紋岩中には石英斑岩の岩脈が数本みられる。これらの岩脈は走向は E-W である。「しつけいがわまわし」にはいる直前の川原に、長径 25 cm に達する黑色頁岩の転石(標本番号 17 T)の中から数個の介化石がみいだされた。この介化石は中生代三畳紀の

Entomonotis cfr. *ochotica* (KEYSERLING)

Entomonotis cfr. *ochotica* var. *eurachis* (TELLER)

等であつた。この附近の川原の転石は黑色頁岩が圧倒的に多く、径 1 m 以上の礫も散在している。また流紋岩・石英脈・石英斑岩等の礫もみられる。しつけいがわましの右岸の一の沢合流点、左岸の二の沢合流点までは、兩岸は灰白色の流紋岩のみであるが、二の沢合流点の附近ではこの流紋岩が角礫状を呈し、所によつては鉍化作用を受けている

二の沢合流点の約 30 m 上流では、層理の比較的良好な黑色頁岩が露われている。そしてこの黑色頁岩には流紋岩の岩脈が貫入していたり、または流紋岩によつて覆われている部分もみられる。そして黑色頁岩に接している流紋岩中には、黑色頁岩の小角礫を捕獲している所もある。この附近の黑色頁岩は、層理はかなり明瞭で砂質の部分もみられるが、概して均質であり比較的堅硬である。流紋岩と接している部分の黑色頁岩中には鉍化作用を受けている所もある。この黑色頁岩の走向・傾斜は相当の変化がある。すなわち流紋岩と直接接している下流側では走向 N80°W、傾斜 70°NE であるが、約 20 m 上流では走向 N75°E、傾斜 65°NW を示している。一般的な走向は N70°E、傾斜 55°NW である。この黑色頁岩中に貫入している流紋岩の岩脈は、下流にある流紋岩と同様灰白色であるが、かなり緻密、堅硬である。この岩脈は厚さ 5 m で走向は N20°E である。

三の沢の転石中には相当多量に流紋岩の角礫があつた。三の沢・かわまの牧場・四の沢合流点等の間には、無層理の黑色頁岩が分布しているが、かわまの牧

場では河床から約 50 m 上部に流紋岩の岩脈が認められる。

四の沢合流点と五の沢合流点との中間附近では、砂岩が比較的多くなつて、黒色頁岩と整然とした互層をなしている。五の沢合流点の約 20 m 下流に、厚さ 3 m の灰白色の流紋岩の岩脈があり、この走向はほぼ E-W であつた。又衛門ヶ淵一帯は、無層理の黒色頁岩が優勢で、砂岩はあまりみられない。

六の沢合流点の近くには薄い硬質、灰黒色の砂岩がある。井戸沢と利根川との合流地点は一般的に砂岩が優勢であり、この砂岩は硬質、灰黒色である。井戸沢の転石には黒色頁岩・砂岩等がおもて珩岩・石英脈等もみられる。

この附近の一般的走向は $N40^{\circ}W$ 、傾斜は $30^{\circ}NE$ である。七の沢の約 70 m 上流での走向は $N60^{\circ}W$ 、傾斜は $30^{\circ}NE$ である。

八の沢合流点の下流約 100 m 附近一帯は砂岩が優勢で、この砂岩中には多少角礫質となつている部分もある。これらの砂岩は灰色～薄い灰青色を呈し、厚さは 2～3 m である。

またかなり硬質である。走向は $N70^{\circ}W$ 、傾斜は $20^{\circ}NE$ である。八の沢合流点と越後沢合流点との間には礫岩が多くみられる。この礫岩中の礫の径は 2～3 cm 内外で、主として頁岩・砂岩等の礫からなつていて角礫質の部分もみられる。

この附近の左岸の小沢には比較的多量の白い沈澱物が認められた。

八の沢合流点の上流約 30 m 附近には、数本の灰白色の流紋岩の岩脈がある。この岩脈は第 2 図に示すような

第 2 図
白色部：流紋岩岩脈
暗部：頁岩砂岩の互層

不規則の形状で、黒色頁岩と砂岩の互層中に貫入している。

これらの流紋岩の岩脈の一般的走向は $N50^{\circ}E$ である。この附近より少し上流の越後沢と利根川との合流地点には、走向 $N25^{\circ}E$ で傾斜は $60^{\circ}SE$ の断層がある。この断層は相当大きく、越後沢側は部分的に角礫状をなしている蛇紋岩からなっている。この沢の転石は蛇紋岩が最も多く、黒色頁岩や砂岩も多少あつた。

この沢には相当量の白い沈澱物がある(案内者の言によれば「この越後沢には昔から魚は棲息していなかった」という)。

2.3 越後沢合流点～裏越後沢合流点

剣ヶ倉沢と利根川との合流地点には走向 $N70^{\circ}W$ の流紋岩の岩脈がある。この合流点一帯は黒色頁岩と砂岩の互層からなっている。

剣ヶ倉沢からの転石は黒色頁岩がおもて、中粒花崗岩・流紋岩等も僅かにある。

剣ヶ倉土合も黒色頁岩と砂岩との互層からなっているが、砂岩中にはやゝ小さい偽層がかなりよく発達していた。なめつた沢合流点の附近一帯は相当に堅硬の黒色頁岩がある。

この附近の一般的走向は $N10^{\circ}E$ 、傾斜は $85^{\circ}NW$ ないし垂直である。十の沢の下流約 20 m の附近は砂岩が優勢になつている。

この附近の砂岩の走向は $N70^{\circ}W$ 、傾斜は垂直である。また部分的には流紋岩の岩脈が進入している所もある。また十の沢と利根川の合流地点には走向は $N-S$ 、厚さ 5 m の石英斑岩の岩脈がある。十の沢合流点と十一の沢合流点との中間部には、数本の狭い流紋岩の岩脈がある。

これらの岩脈の走向はほぼ $N-S$ である。

十一の沢と利根川との合流地点には硫化水素臭があり、幅 20 cm 位の「やけ」が数本みられる。またこの附近の川原には灰白色の流紋岩の角礫が多数散在している。

この附近も黒色頁岩と砂岩の互層が続いているが化石は見当らず、互層中には小規模の偽層が著しく発達している。

この偽層は第 3 図に示したように概して小さく、かつ複雑な形状を示している。そして頁岩と砂岩との境は判然としていない。砂岩は灰褐色を呈しているが、頁岩は暗黒色である。

まきがくら沢からの転石は、主として黒色頁岩および砂岩等からなっている。

銅の沢合流点附近の黒色頁岩および砂岩中にも、小規模の偽層が発達しているが、この黒色頁岩中には、僅

第 3 図
暗色部:頁岩

か1個だけ介化石の断片と考えられるものがあつた。黒滝沢合流点の約80 m 上流のなめつた沢附近には「やけ」があり、この沢と利根川との合流地点には厚さ60 cm に達する相当大的な鉄脈があり、この鉄物の分析結果は下表の通りである。

金……………なし	銀……………47.5 g/ton
鉛……………8.76 %	亜鉛……………7.30 %
銅……………なし	磁硫鉄鉱…多量

黒滝沢の転石は黒色頁岩と砂岩のみである。旧鉄の沢には利根川の川床から約10 m 上部に、相当深く採掘されたと思われる廃坑がみられるが、この鉄脈については調査できなかつた。また滝が倉こぼら沢合流点と滝が倉沢合流点との中間の利根川右岸にも厚さ20 cm ほどの鉄脈があるが、この鉄物も前述のものと大体同様である。

またこれらの鉄脈は、いずれも黒色頁岩と砂岩の裂隙中に胚胎していて、この近辺には全然火成岩の侵入は認められない。

“おいつくい”にはいとと相当大規模の「山崩れ」があり、このため利根川が約100 m 上流まで堰き止められていた。

この山崩れは堆積岩地帯にはいつて最初のものであつた。この崩壊地附近より上流は、黒色頁岩と砂岩が0.5~2 m の層厚で、非常に整然と互層している。砂岩は多少暗灰色~暗青色を呈していて、黒色頁岩との境界は実にはつきりしている。この崩壊地の約100 m 上流には比較的大規模の褶曲構造がみられる(図版1)。

この背斜および向斜構造はほぼ平行に延びていて、その走向は N50°E であり、これらの構造の両翼の傾斜は下流側では30° NW, 上流側では50° SE である。しかしながらこの附近は前述の山崩れのため、落石が続く危険なので詳しく調査できなかつた。この褶曲構造のある所より少し上流も、黒色頁岩と砂岩の互層が続いているが黒色頁岩が優勢である。

この走向は N40°W, 傾斜60°NE を示している。さらに少し上流では川幅が急に狭くなり、両岸はきり立つ

図版1 “おいつくい”入口附近の褶曲。
比較的白色部分は砂岩、くすんでいる部分は頁岩、整然と互層している。書面左右の幅は約20 cm。

ていて川の流路と地層の走向とが約80 m の間ほとんど一致している。すなわち地層の走向は N20°W, 傾斜は垂直である。

しもきた沢合流点附近は無層理、堅硬の黒色頁岩が広く分布している。越後こぼら沢合流点とかみきた沢合流点との中間附近より上流部は、厚さ2~3 m の砂岩、4~6 m の黒色頁岩の互層がみられる。また部分的には柱状節理が著しく発達している(図版2)。この附近の一

図版2 しもきた沢下流250 m 附近。砂岩と黒色頁岩の互層で、かなり急傾斜を示している。上部は雪橋の一部。

般的走向は N40°W, 傾斜は垂直である。裏越後沢合流点の下流約200 m 附近と黒色頁岩と砂岩の互層中、比較的粗粒の砂岩中にはしばしば介化石の断片らしいものがあつた。裏越後沢合流点の下流約100 m の野営地附近には、約20 m の範囲にわたって海百合の化石と考えられる断片があつた。これは円筒状をなしていて、直径0.5~1.5 cm, 長さは4~5 cm 位で円筒の内部には組織様のものが認められる(標本番号191)。この附近は黒色頁岩が比較的著しく発達している。

2.4 裏越後沢合流点～深沢合流点

裏越後沢合流点附近一帯は、広範囲に無層理状の黒色頁岩が分布しているが、朝之助沢合流点附近に近づくとき砂岩もみられ、また時に石灰岩の薄層を挟んでいる。裏越後沢と利根川との合流地点から約150m上流附近には、厚さ1～5mの砂岩がかなり発達している。そして介化石を多産する層厚2m内外の石灰質の頁岩があつた(標本番号192)。この介化石は *Entomonotis tenuicostata* var. *mabara* KOBAYASHI et ICHIKAWA がみいだされた。またこの附近には層厚2mほどの石灰岩があるが、幅3m位で尖滅している。これらの走向はN20°E、傾斜は70°NWである。

朝之助沢と利根川との合流地点から約50m下流には、黒色頁岩中に0.5～2mの石灰質の層があり、介化石を多産している(図版3、標本番号193)。これらの標

図版3 *Entomonotis* を含む頁岩の露頭(標本番号193)。
厚さ3m位の石灰質頁岩中に介化石が多数含まれている(左上流)。

本は少ししか持参できなかったので残念であつた。この附近の一般的走向はN80°E、傾斜は75°NWである。

東俣沢と利根川との合流地点一帯は、黒色頁岩・砂岩・礫岩等の互層からなり、黒色頁岩と砂岩は層厚2～5mでおおのこの層の境界は比較的判然としている。礫岩は主として黒色頁岩および砂岩等の径3～4cmの円礫からなり、層厚は2～3mであり、固結度は相当によい。

この附近の一般的走向はN40°E、傾斜は垂直である。東俣沢合流点と喜代志沢合流点との中間部には、厚さ約3mの青緑色の塩基性岩の岩床がある。

西俣沢と利根川との合流地点附近は、相当の規模の雪橋および雪溪のため充分調査できなかったが、走向E-W、傾斜70°Sを示している。

西俣沢と利根川との合流地点から約100m上流には、

厚さ2mで走向はN-Sの石英珪岩の岩脈がある。魚止めの滝附近では黒色頁岩が著しく発達しているが、この滝のすぐ上流には、層厚0.7～1.5mの石灰岩の薄層がレンズ状に挟んでいる。これらの石灰岩は層理には平行している縞状の構造を有している所もある。丹後沢と利根川との合流地点は黒色頁岩が優勢で走向N50°E、傾斜は70°SEである。ここより約150m上流附近には層厚1～2mの黒色頁岩が著しく発達しているが、径0.5～3cmの黒色頁岩の角礫からなる礫岩がかなり認められる。この礫岩も固結度はよい。

2.5 深沢合流点～大利根岳

深沢と利根川との合流地点附近は、黒色頁岩と砂岩が層厚おのこの2m内外で整然と互層している。ここから倉立尾根を遠望すると、この尾根一帯も黒色頁岩と砂岩の互層らしくみえる。大利根滝の下流約150m附近には、黒色頁岩が鉄化作用を受けて、黒色頁岩中に径1～2mmの黄銅鉱の結晶が散在している部分もある。この附近の走向はN20°E、傾斜は55°SEである。大利根滝附近では黒色頁岩と砂岩の境界は判然としなくなる。そして幅2～3cmの灰褐色砂岩の偽層が著しく発達している。

これらの互層は走向N25°E、傾斜は60°SEであり、石灰岩あるいは石灰質頁岩等は少なくなっている。美山滝直下から灰白色、角礫状の流紋岩がみられる。この流紋岩は黒色頁岩と砂岩との互層を熔岩状に被覆している。そして部分的にはこの流紋岩が、これらの互層の細片を捕獲している。赤沢滝は美山滝同様灰白色、角礫状の流紋岩からなっているが、滝の左右の崖には相当広範囲に「やけ」がみられる。

この滝から上流は段々に水量も減少し、それにしたがって露頭も悪くなり、流紋岩の転石がみられるのみとなつた。大刀根岳(1,840m)の頂上は灰緑色で、比較的粗鬆の流紋岩のみからなっていたが、この流紋岩は兎岳(1,925m)および丹後山(1,808m)の山頂まで分布しているらしく考える。

新潟県側では南魚沼郡五十沢村の^{いかざわ}栃木沢の標高900m附近までは、大刀根岳山頂と同様な流紋岩がみられるが、この附近から下流は比較的粗粒の斑礫岩が相当広範囲に分布している。この斑礫岩と流紋岩の関係については露頭不良のため充分調査はできなかった。この斑礫岩は^{さくろ}三国川に^{しもつがう}黒又川および下津川が合流する附近まで露頭がみられる。

3. 結論

非常に時間的に制約された調査であつたが、結論として大略次のことがいえる。

1. 従来深成岩類のみ分布すると考えられていた利根川水源地域には、海成層が広く分布している。

2. これらの海成層はおもに黒色頁岩および砂岩からなり、時には礫岩および石灰岩を伴う。

3. これらの海成層中には部分的に介化石を産する所があり、この介化石によつてみると、この含化石海成層は中生代三畳紀のものであることが判明した。

4. この海成層の一般的走向・傾斜は滝が倉沢合流点附近までは $N20\sim70^{\circ}W$, $20\sim60^{\circ}NE$ であるが、“おいづくい”より上流では $N25\sim50^{\circ}E$, $40\sim70^{\circ}SE$ となり、下流側と傾斜が全く逆になつてゐる。滝が倉沢合流点の上流約 150 m の地点にかなり大規模の褶曲構造がみられる。

5. 奥利根型花崗岩は、須田貝ダム附近から水長沢合流点の約 100 m 下流まで分布しているが、この花崗岩は利根川の左岸地域に広範囲に分布し、右岸地域の分布はあまり広くないものと考えられる(須田貝ダムから、利根川と分岐する櫛俣川の源流の尾瀬の至仏山麓まで、この型の花崗岩が分布している)。

6. 奥利根型花崗岩と海成層との関係はあまり鮮明な境界は見当たらないが、水長沢附近には「ホルンフェルス」があり、また須田貝ダム附近にはこの型の花崗岩が、かなり多量に黒色頁岩および砂岩を捕獲していることなどからして、これらの海成層の堆積後にこの型の花崗岩が噴出したものと考えられる。

7. 大刀根岳山頂および“しづけいがわまわし”にある流紋岩は、最も新しい噴出岩であると考えられる。

8. 地形学的の調査はほとんどできなかつたが、花崗岩地域には非常に多数の崩壊地が認められたが、海成層地域ではほとんど認められなかつた。大刀根岳山頂近くは表土もかなりあり、稜線も緩やかな円弧を描いている。新潟県側は概して傾斜は緩やかであるが、群馬県側は急傾斜をなして著しい対照をなしている。

9. 雪橋および雪溪は総計 9 か所あり、厚さ約 7 m, 長さ 100 m に達する箇所もあつた。

“しづけいがわまわし”：しづけいとは子連れのかもしかを意味し、このかもしかが谷が急なので遠まわりをする場所の意。

“おいづくい”：兩岸の岩がおいかぶさつていて、最も急な谷の意。

補 遺

筆者の利根川水源地域調査と同時期に群馬大学木崎喜雄助教授・新井房夫講師は、奥利根地域のモリブデン鉱床を調査するため、主として水長沢および剣ヶ倉沢地域の地質および鉱床を調査した。そしてその調査の結果を昭和 30 年 3 月に奥利根地域鉱床概査報告(群馬県商工課刊)として発表した。

この報文には、調査地域の層序が述べられているが、その大要は次のようである。

本地域に分布する堆積岩類は中生代三畳紀のものでこれを奥利根中生層と仮称している。そしてこの中生層を岩相から次表のように区分している(上位より下位へ)。

奥利根中生層	剣ヶ倉沢頁岩層
	井戸沢砂岩頁岩互層
	水長沢頁岩層

筆者が本文で取扱つた地域のうち、剣ヶ倉沢との合流点以南については、木崎らの報告と重複している。いま木崎らの報告にならつて筆者の調査結果をみなおしてみると、この地域には南から水長沢頁岩層と井戸沢層がみられる。剣ヶ倉沢合流点から黒滝沢合流点附近までの間に分布する地層は井戸沢層の上部に相当する。

こゝより裏越後合流点附近までに分布する地層は剣ヶ倉沢頁岩層にあたるが、さらに以北の上流部の石灰岩薄層を挟む頁岩層は木崎らの報告には含まれていない。

しかし筆者の調査によれば、この石灰岩薄層を挟む頁岩層は剣ヶ倉沢頁岩層と整合的に重なっているが、そのなかに礫岩の薄層もあり岩相的に剣ヶ倉沢頁岩層と異なっているため、この地層を剣ヶ倉沢頁岩層から区別して東俣沢頁岩層と命名したい。したがつて奥利根中生層の層序は次のようになる(上位より下位へ)。

奥利根中生層	東俣沢層 (含介化石層)
	剣ヶ倉沢頁岩層
	井戸沢砂岩頁岩互層
	水長沢頁岩層

木崎らの報告にある須田貝花崗岩は、従来奥利根型花崗岩と呼ばれていたものであるが、木崎らの調査により、この型の花崗岩と異なる平岳斑状花崗岩の存在することがわかり、名称を変更したものである。