筑豊炭田の古洞水について*

山下 明夫**

On “Furuto-sui” in Chikuho Coal Field

Akio YAMASHITA **

ABSTRACT

After World War II (In1950's), there were about 230 collieries in Chikuho, but they were diminished by fuel revolution in 1960's. And, in 1976, no coal mine were worked in Chikuho coal field.

As the results of decreasing number of coal mine worked, groundwater level in coal mine began to rise to surface gradually. At last, groundwater of coal mine flowed out on low ground area along river side or on foot of hills and mountains and made many springs or humid area.

Furuto-sui is groundwater which fills Furuto (goaf) or flows through Furuto. Water table elevation of Furuto-sui is coincident with topography and rises up in rainy season and lowers down in dry season. Furuto-sui has many kinds of chemical contents. In this paper, the author describes three typical types are such as

1. pH3-5, Ca-SO₄ type and, lower than 1000Ω-cm in resistivity,
2. pH7, Na-SO₄ type and, lower than 1000Ω-cm in resistivity,
3. pH8-9, Na-HCO₃, SO₄ type and, lower than 1000Ω-cm in resistivity.

1 はしがき

筑豊炭田では最盛期には230を数える炭鉱が操業していた。1960年頃から、閉山が続き1970年には殆どの炭鉱が閉山し、1976年8月、最後の露天掘りの炭鉱が閉山し、筑豊における石炭採掘は終焉を迎えた。稼業時には石炭採掘によって、地表沈下、地下水の低下が起り、生活用水、農業用水の枯渇などの被害が発生したが、その当時は地表水、地下水の平衡がそれなりに保たれていた。

閉山が続出する中で、地下水の復水がはじまり、1970～1975年には地下水の上昇によって、湧水、湿

田化が認められるようになり、新たな被害が発生するようになった。これらの湧水を古洞水と呼んでいる。

古洞水は坑内水のうち、古洞（採掘跡）から湧出する水に対して付けられた名称である。1955年頃、炭鉱坑内で異常出水事故が続出した時期がある。鉱区が錯綜したり、累層採掘などで、未知の古洞が存在し、切羽がこれに逢着し、中に多量の古洞水が溜っている場合切羽を水没させるような異常出水が発生したものであった。未知の古洞とくに浅部の古洞の電気探査が全国的に実施されたのもこの時期である。このように坑内の湧水の中で古洞から湧出する水を古洞水と呼んでいた。坑道、立坑、採掘跡等坑内施設全部が地下水の復水によって水没した現在、古洞水とは坑道も含めた採掘跡に貯留された水およびこれらに関連した水である。

* 日本地下水学会昭和63年度秋季講演会（1988、10、28）

** 九州大学工学部資源工学科

古洞水の水質は小規模で浅い採掘跡の古洞水で、地表水と関連が深く、良好なものから深く広大な採掘跡の古洞水でも化学成分の濃度が高く、汚染された悪質のものまで種々ありそれらの水質も多様である。それらの中で、典型的な古洞水としての水質は以下の3型を考えている。

- ① pH 3～5、Ca-SO₄型、1000Ω-cm以下
- ② pH 7、Na-SO₄型、1000Ω-cm以下
- ③ pH 8～9、Na-HCO₃・SO₄型、1000Ω-cm以下

炭層およびその上下盤は硫化鉄を含んでいる。採掘時は大気と接し、酸化され、硫化鉄は水溶性の硫酸塩となる。閉山後、坑内水が上昇し、これらが溶解され、硫酸々性の水質となる。これがCa-SO₄型の古洞水である。Na-SO₄型はCa-SO₄型が停滞したものと考えている。Na-HCO₃・SO₄型は立坑の水に認められる。

炭鉱閉山後、10数年を経て、坑内排水で汚染されていた河川の水質は正常な状態に近く回復していると言える。

一般的には古洞水の水質は徐々にではあるが良くなっている。炭田縁辺部の古洞水では基盤岩側からも地下水の流入もあり、地表水の影響もあって、水質が良好なところもある。

全国的に地下水低下が続く中で、国内では唯一の地下水が上昇している地域である。古洞水を水資源として、考慮すべき時期に来ており、古洞水についての概要を報告することとした。

2 地形・地質

筑豊炭田は遠賀川およびその支流の流域に分布している。東西12～20km、南北約45kmである。炭田の東・西・南三方を山地で囲まれ、北方を響灘に面している。東側は福智山(901m)山地、西側は犬鳴山(584m)山地、三郡山(936m)山地、南側は古処山(862m)・馬見山(978m)山地と英彦山(1200m)山地の900m級の山々に囲まれている。遠賀川の支流はそれぞれ、これらの山地から源を発している。流域面積は1030km²、6市25町1村に広がっている。

遠賀川の河口から犬鳴川と彦山川の二大支流が合流する直方市まで約10kmの下流の下流域を直方平野と呼ぶ。中流域では東側に田川盆地、西側に飯塚盆地があり、両者それぞれ、中元寺川、穂波川の合

流地にある。これより上流域ではそれぞれの支流が谷底平野をつくっている。

平野、盆地の周辺には台地、丘陵が発達する。下流域では遠賀川河口右岸域の山麓・脇田丘陵、南に延びて中間市付近の折尾・香月丘陵に連続する。左岸域では炭田西側に海老津・長井鶴丘陵が南北に延びている。

中、上流域では、東側は福智山山麓に続いて彦山川左岸域に赤池丘陵、さらに南に田川丘陵が発達する。西側は大之浦・目尾丘陵、飯塚丘陵、山田丘陵と続いている。丘陵は南部で100～130m、北部では100m以下である。いずれも古第三紀層よりなる。

炭田の中央を金国山(422m)山地が北々西方向より延び六ヶ岳(399m)へと続く、基盤岩よりなる山地が炭田を東帯と西帯に分離している。東帯は遠賀川河口域―中間―直方―田川―添田に、西帯は鞍手―宮田―飯塚―山田に分布する。さらに炭田は西帯南部と断層で境して、西南帯が飯塚―嘉穂に分布する。

基盤岩類が標高の高い山地を形成し、古第三紀層が炭田の主部である平野、低地部、低い丘陵を形成しているのは構成する岩盤の風化作用に対する強弱を示すものであろう。

東帯、西帯とも東縁は基盤岩と断層で接し西縁は不整合で基盤岩を被覆している。走向はN10°～30°W10°～20°東に傾斜する同斜構造をなしている。東縁の基盤断層の近くでは西に急傾斜し、非対称の向斜構造をなしている。向斜軸は基盤断層と概ね平行である。したがって、東帯、西帯とも西側に古い下位の地層が露出し、東側に上位の若い地層が露出することになる。

夾炭第三紀層より古い基盤岩層は古生層・変成岩類、中生層・関門層群および花崗岩類である。古生層・変成岩類は三郡変成岩、田川変成岩、非変成古生層、石灰岩層などからなる。中生層・関門層群には主として砂岩・頁岩よりなる下位の脇野垂層群、主として火山岩、凝灰岩よりなる下関垂層群および玢岩類も含まれる。花崗岩類は白亜紀末に進入したもので、中生層、古生層に変成作用を与えており、数種に分類されている。地表付近は風化しマサ状を呈する。

古生層・変成岩類は本地域では直方より南部で、中生層は直方により北部に分布し、古第三紀層の基盤となっている。

基盤岩類は東北東—西南西の方向に並び、裂かも同方向に並んでいる。この方向に直交する方向に断層が発達している。

古第三紀層は下位から直方層群、大辻層群、芦屋層群よりなる。直方層群は下位から大焼層、三尺五尺層、竹谷層、上石層、大辻層群は出山層、速賀層、芦屋層群は山麓層、坂水層、脇田層よりなる。

これらは礫岩、砂岩、頁岩よりなる。石炭層は直方層群の各層および大辻層群の速賀層に夾在する。稼行炭層は各層に数枚づつ夾在するが、主要夾炭層は三尺五尺層であり、東帯南半部、西帯、南西帯に広く賦存する。

東西両帯とも、西から大焼層、三尺五尺層竹谷層、上石層と並び、これらは南北に帯状に分布する。主要夾炭層は丘陵地帯に賦存する。

南西帯は岩崎断層、平恒断層さらに豆田断層によって、同一層が繰り返し分布している。

洪積層は山麓および台地、段丘など、沖積低地より一段高位に砂礫層を主体とする段丘礫層が分布す

る。また阿蘇火山灰と同定される火山灰層が添田付近に分布する。

沖積層は河川の低地や平野に発達する。直方平野で30mに達する第四紀の堆積層が賦存し、下部は砂礫層、上部は腐植物を含む粘土層である。火山灰層が深度10数mにあり、上部粘土層は沖積層、下部砂礫層は洪積層と考えられる。

3 古洞（石炭採掘跡）

筑豊炭田における本格的な石炭採掘がはじまったのは明治初期からであり、約100年間採掘が続けられたことになる。明治から昭和の初期にかけて残柱式採掘法が行なわれており、戦後は長壁式採掘法が多く行なわれていた。炭田全域に古洞が広がっており、地下水の通路、帯水層としての古洞の状況をみることにする。

丘陵地や斜面に露出する炭層を採掘、さらに採掘しやすい深度まで炭層の良質のところを選択的に採掘する狸掘式の古い採掘法による古洞は局所的なも

図-1 筑豊炭田水系図

点線は古第三紀層分布域

Fig. 1 Drainage system of Chikuho coal field.

Dotted lines indicate paleogene distribution.

図-2 地質略図

Fig. 2 Geological map of Chikuho coal field.

のであり、規模も小さく連続性はない。

残柱式採掘法は層状の炭層を柱状に残す採掘法で、炭層を30～50%採掘する。採掘時の天盤崩落を防ぐため、炭柱を残す方法であり炭柱と炭柱の間が採掘跡となる。その間隔は天盤が崩落しない距離となる。1例をあげると5m間隔で採掘され、5m×5mの炭柱を残す採掘法である。炭層の状態や炭鉱によって炭柱の間隔が異なる。天盤支持に坑木を用いたり、払い跡はボタ等で充填することもある。

長壁式採掘法は炭層を総ばらしで全部採炭し、切羽長が通常60～200mである。切羽長が25m以下を短壁式という。払い跡はボタその他で充填する場合と全面崩落させる場合とがある。

残柱式採掘の古洞は大きな空間があり、長年月の間に天盤が崩落して、閉塞されるが、炭柱のそばに空間が残る。採掘山丈に対して、2～10倍の厚さの擾乱帯が古洞の上位に生じる。

長壁式採掘では総ばらしの場合は崩落天盤により閉塞され、地圧によって崩落岩石土砂は圧縮される。古洞の上位には擾乱帯が採掘山丈の15～20倍の層厚で生じる。また、採掘端部には空間が生じる。

これらの擾乱帯は透水性の良い状態であり古洞は空間が生じており地下水の帯水層であり、通路となっている。

坑口は炭層の露頭付近で、丘陵地など河川の洪水に対処出来るような比較的高い位置に設けられている。

坑口から本卸、連卸の2本斜坑が東10数度の傾斜で延びる。沿層の場合は南、北に切羽を展開して採掘する。古洞は炭層の構造に支配され、西で浅く東で深く、南北方向は等深度の古洞となる。石炭層が数多く賦存する場合は累層採掘される。この場合は古洞は幾層か重なり、坑道が錯綜するが、古洞の形は炭層の走向、傾斜に支配されている。

石炭採掘は時間的、空間的にも複合しており、その結果、古洞は隣接するものが擾乱帯、坑道、断層等で地下水（古洞水）の連通が認められた。このような検証から古洞水の連通性があるものの古洞の分布は炭田全体で概略第3図の如く15地域に分布する。この外にも小規模な古洞は多数あり、未知未詳の古洞も数多くあるものと推測される。

1～5の地域は炭田の東帯に位置する。1、2は地質図に示す様に芦屋層群が露出しているが、下位の大辻層群遠賀層の炭層を採掘している。1は海岸

図-3 古洞分布図

Fig. 3 Furuto distribution in Chikuhō coal field.

近くであり、海水が操業時に侵入していた。現在も海水の影響がある地域である。2も北西部で多少海水の影響がみられる地域である。3と4は主要夾炭層の三尺五尺層の炭層が採掘されている。5の地域は西縁の基盤との不整合付近から東縁の基盤断層の付近まで大焼層、三尺五尺層、竹谷層、上石層、出山層が露出し、各層の炭層が採掘されている。

6～10は西帯に位置する。6～8は三尺五尺層の炭層、9は三尺五尺層、大焼層、10は大焼層、三尺五尺層、竹谷層、上石層の各炭層を採掘している。

11～15は南西帯に位置する。11、13、14は大焼層、三尺五尺層、竹谷層の炭層、12は大焼層、三尺五尺層、竹谷層、上石層、15は大焼層、三尺五尺層の石炭層を採掘している。

4 古洞水の湧水

湧水開始時期は1969～1970年が最も多い。この当時、2、3の炭鉱は操業していたが殆んど炭鉱は閉山しており、広い範囲で地下水は復水していたも

のであろう。1976年には最後の炭鉱が閉山し、筑豊炭田全域で復水は完了した。この時期から、各地で発生していた湧水は、降水、地表水、地下水の相互間の関連のもとで、現在もおお続けている。

古洞は東側が深く、西側が浅井ことは既に述べたが、湧水現象もこれら地質構造（古洞の構造）に支配されている。古洞の東側の深い方から地下水は溜り、地下水が上昇して、西側の浅い方に充満していく。充満したところで、東側に山地や丘陵が隣接しているところでは、地形に平行に地下水が賦存すれば、東側の深い古洞の水は被圧される状態になる。西側の浅い古洞の上位が採掘による擾乱帯や断層などの弱線があると、そこを通路として低地に湧水が発生する。古洞の形態の条件と地形上の条件が一致した丘陵地の斜面法尻や山麓に湧水が多く発生している。第4図に湧水地点を示している。これらの湧水地点は旧坑口と浅部の坑道からの湧水が15%、浅部（20~30m 深度）の古洞からの湧水が60%、古洞

と断層が関連してや、深い深度からの湧水が25%である。湧水量は雨期で多く、乾期で減少する傾向がある。数10 l/min から5000 l/min に達する湧水量があるものもある。総湧水量は40m³/min 程度であるが、低地、農地などに古洞水が滲出し、湿地帯をつくっているところもあり、正確な数値は分らない。

古洞水の水位は地形と略平行に賦存し、標高の高い丘陵地では高く、低地では低い。東帯の田川南部の添田付近でSL65m、田川でSL25m、西帯の南部山田ではSL25~30m、飯塚付近SL20m、直方でSL10m、中間でSL3mである。河川に近い古洞水の水位は河川の水面の高さと同程度の高さか僅かに高いが多くは地盤高よりも低い。地盤高より高いところは湧水している。

古洞水の季節による水位の変化を第5図に示している。田川南部添田と田川北西部和田における降雨

図-4 湧水位置図

●：湧水地点

Fig. 4 Springs distribution.

●：points of spring.

図-5 古洞水、地下水の水位変化

上は添田、中は和田、下は降水量、上中の破線は地下水の水位、他は古洞水の水位を示す
(1975~1976年測定)

Fig. 5 Annual fluctuation of groundwater level and Furuto-sui level.

Upper figure is Soeda and middle is Wada area. Lower figure shows rainfall.

量と浅部地下水、古洞水の水位との相関を示すもので1975年の資料である。

浅部地下水は深度15mまで試すいを行なったものの、古洞水は古洞に逢着し、その上位を遮水した試すいでの孔内水位である。地盤高は同図の上(添田)が浅部地下水、古洞水ともSL76.51m、下(和田)は地下水がSL22.73m、古洞水がSL23.24mある。

両者とも、夏期に水位が高く、冬期には低下していることが認められる。添田では古洞水の水位が常時地下水より低く2～4m低位を保っており、地表に古洞水が湧出することは考えられないが、和田では雨期に古洞水の水位が高くなっており、降水量次第では古洞水の湧水の可能性はある。丘陵地では添田と同様な水位変化を示し、低地において、古洞の北端部では和田の様に雨期に古洞水の水位が高くなるか、古洞水の水位が常時高く、湧水地帯、湿地帯となっている。

5 古洞水の水質

古洞水は多種多様な水質を示している。一般に、地表水、浅部の地下水は低濃度で、Ca-HCO₃型、深部の地下水はNa-HCO₃型であるが、筑豊炭田の基盤岩地域や縁辺部でも同様な水質を示している。このような水質の水が採掘跡による擾乱帯や断層を通して、古洞に供給され、坑内水となって古洞の底部に貯溜する。一方、坑内の湧水、坑道を流れる水、採掘跡から湧出する狭義の古洞水なども古洞の底部に溜ることになる。これらの水が古洞を全部充滿し、場所によっては湧水となり、全体として、高地から低地に、大局的には炭田の南から北へ流動しているものと思われる。

古洞水がどのような水質を呈するか、採掘時の古洞水の水質、閉山後の古洞水の水質について考察することにする。

炭田採掘時の坑内水は裂か、クラック、断層等からの湧水、地層から滲出する水、採掘跡の溜水(古洞水)などがあつた。当時は前にも記した様に、坑内における出水事故が多発しており、とくに古洞水を湧水の中から探知することが事故防止上重要なことであつた。

坑内水の調査で、陸水域においてはKMnO₄消費量やNH₄を古洞水判定の一つの目安とし、また、海水域ではNa⁺ > Mg²⁺ > Ca²⁺、Cl⁻ > SO₄²⁻ >

HCO₃⁻の海水型とNa⁺ < Mg²⁺ < Ca²⁺、Cl⁻ < SO₄²⁻ < HCO₃⁻の淡水型、Na⁺ ≧ Mg²⁺ ≧ Ca⁺、Cl⁻ ≧ SO₄²⁻ ≧ HCO₃⁻の化石水型、Na⁺ ≧ Mg²⁺ < Ca²⁺、Cl⁻ ≧ SO₄²⁻ > HCO₃⁻の古洞水型等を区分していた。(佐藤進(1959)、甲木昭(1962)、瀬野錦蔵(1962))

また、かなりの数の古洞水の比抵抗も測定されている。日炭高松(1、第3図の古洞番号)で1100～1200Ω-cm、新し(2) 380Ω-cm、600Ω-cm、大辻(2) 600Ω-cm、大隈(3) 800Ω-cm、新入(3) 300～550Ω-cm、伊田(5)の香春八尺層(石炭層)の古洞水は200Ω-cm、伊田八尺層の古洞水は290Ω-cmであつた。断層、裂かを通して湧出していた水のうち坑内浅部の湧水は2400～3500Ω-cm、(大辻SL-30～-25m)、坑内深部の湧水は1100Ω-cm(田川(5))である。

坑内から排出される水は500～600Ω-cmであつた。(野口高、山下明夫(1962))

閉山後の坑内水は坑内の深部から徐々に溜り始め坑内水の水位は次第に上昇した。この段階での水質は稼業時の総排水の水質と同程度で1000Ω-cm以下の値を示したものと推定される。一方、浅部の古洞や地層の裂かなどには地表水の流入があり宙水状に地下水が貯溜されていった。その結果、深部には高濃度の水が溜り、浅部には低濃度の水が充滿することになる。坑内水の貯溜の状態、地下水の地層の裂かの充滿の過程でも古洞水の水質が多様になることが分る。

古洞には閉山後、2～3年で復水した。それに伴って、低地に古洞水が湧出する現象が各所で認められている。これらの中にはpH 3～5でSO₄²⁻を多量に含み湧出箇所には酸化鉄の赤い沈澱物を生じている高濃度の水質のものから河川水と同水質でpH 6～7、低濃度の水まで多様である。浅部地下水、古洞水も湧水と同様に水質は多様である。

炭層、炭質頁岩層および炭層の上、下盤層には硫化鉄が含まれている。地下水面下の還元帯の中では硫化鉄は安定な鉱物であるが採掘によって地層が乱され、大気と接して風化し、酸化されると硫化鉄は水に溶解する。閉山後、低地に湧出している古洞水の多くは硫化鉄を溶解して硫酸酸性の水質となっている。

これは浅部に賦存する古洞水の代表的な水質で、pH 3～5、Ca-SO₄型でFe(Fe²⁺+Fe³⁺)を多量に含み、地元では赤水と云われている水で高濃度で、

比抵抗は $1000\Omega\cdot\text{cm}$ 以下である。

pH 8～9、高濃度で、 $\text{Na-HCO}_3\cdot\text{SO}_4$ 型の古洞水は深部の古洞水と考えている。立坑の揚水にこの型の水質が認められる。

pH 7で、 Na-SO_4 型で高濃度の古洞水が賦存する。

以上の3型が古洞水特有の SO_4 型を多く含む水質である。これら3型の代表的な古洞水を図6に示す。この中で、 Ca-SO_4 型が最も多く古洞水の50%はこの水質である。

湧水、浅部地下水、古洞水の水質を第7～第9図に示す。浅部地下水は古洞が賦存する地域において、深度15mまで試すいを行ないその試すい孔内の水である。古洞水は古洞まで試すいを行ない、古洞以浅の地下水を遮水した時の水である。これらの図にみられるように、湧水、浅部地下水、古洞水の間に大きな相違はないが、古洞水は Ca-SO_4 型に集中している傾向が認められる。

古洞水の水質は(1)は海水の侵入があり Na-Cl 型である。(2)は Ca-SO_4 型が主体である。(3)は Na-HCO_3 型、(4)は Ca-SO_4 型で両者とも $2000\Omega\cdot\text{cm}$ 、以上であった。(5)には低濃度から高濃度まで賦存する。南部の添田と北部の和田が Ca-HCO_3

図-6 古洞水の水質

Fig. 6 Hexa diagram for chemical composition of Furutosui.

図-7 湧水の水質

Fig. 7 Key diagram for chemical composition of spring water.

図-8 古洞水の水質

Fig. 8 Key diagram for chemical composition of Furutosui.

図-9 地下水の水質

Fig. 9 Key diagram for chemical composition of Groundwater.

型、中央部の田川ではNa-SO₄型で高濃度である。(6)～(9)では2000Ω-cm、以上でCa-SO₄、Ca-HCO₃、Na-SO₄型など各種の水質を示す。(10)はCa-SO₄型が主なものである。

(11)～(15)ではCa-SO₄型であるが、断層を通過している古洞水はNa-SO₄型である。

2000Ω-cm以上を示す古洞水は(2)の北東部(3)、(5)の西部と南部、(6)～(9)、と(11)～(15)の西側の基盤岩に近い地域に認められる。

筑豊炭田における古洞水の水質は未だ明確にはされていないが、Ca-SO₄型50%、Ca-HCO₃型30%、Na-SO₄型10%、Na-HCO₃型10%の比で賦存しているものと推定される。地下水、古洞水の比抵抗と蒸発残渣の相関を第10図に示す。比抵抗は300～5000Ω-cm、蒸発残渣は300～3000mg/lにある。全体として良好な水質とは云えないが2000Ω-cm以上の水は生活用水として利用されている水もある。

6 むすび

(1) 筑豊炭田では100年間、石炭採掘がなされており、広範囲に採掘跡が残っている。石炭採掘跡を古洞と呼び、古洞に溜った水および古洞を通った水を古洞水と称している。

図-10 古洞水の比抵抗と蒸発残渣との相関

Fig. 10 Relationship between resistivity value and total residue of Furuto-sui.

(2) 古洞は石炭層の採掘によって形成されたので、その分布構造は炭層の地質構造に沿ってできる。筑豊炭田の夾炭第三紀層は、東帯、西帯、南西帯に分布し、走向は北々西—南々東、傾斜は東に10°～20°である。この地質構造によって古洞は西側で浅く、東側で深くなり南北方向で同深度という構造である。古洞は人為的に形成した地下水の貯溜層である。(3) 1976年、炭鉱が完全に操業を止め、坑内には古洞水が充滿した。低地では湧水、湿田地が発生している。

(4) 古洞水の水質は多様であるが、①pH 3～5、Ca-SO₄型、②pH 8～9、Na-HCO₃・SO₄型、③Na-SO₄型の高濃度の古洞水を典型的な古洞水と考えている。

(5) 古洞水は一部、生活用水として利用されているが、今後はさらに利用すべき水資源であろう。

参 考 文 献

- 甲木 昭 (1962)：炭鉱の坑内水調査について、九州炭鉱技術連盟会誌、15-2、20-29
- 佐藤 進 (1959)：太平洋炭鉱における坑内水探査、日本鉱業会誌、75 793-795
- 瀬野錦蔵 (1962)：炭田坑内水について、九州炭鉱技術連盟会誌、15-12、15-22
- 富田宰臣 (1967)：田川地区の上山層について (筑豊炭田、上山層の研究-1)、九州大学理学部研究報告、8、(3)、171-180
- 富田宰臣 (1968)：直方地区の上山層について (筑豊炭田、上山層の研究-2)、九州大学理学部研究報告、8、(4)、237-251
- 富田宰臣 (1971)：飯塚地区の上山層について (筑豊炭田、上山層の研究-3)、九州大学理学部研究報告、10、(3)、123-134
- 野口高、山下明夫 (1962)：坑内水の性質について、九州炭鉱会誌、30-5、28-35
- 松下久道 (1971)：九州炭田堆積盆地の一考察、九州大学理学部研究報告、11、(1)、1-16
- 松下久道 (1971)：5万分の1表層地質図「後藤寺」、福岡県〔編〕、土地分類基本調査、福岡県
- 松下久道 (1972)：5万分の1表層地質図「直方」、福岡県〔編〕、土地分類基本調査、福岡県
- 松下久道 (1972)：5万分の1表層地質図「折尾」、福岡県〔編〕、土地分類基本調査、福岡県
- 山口勝、富田宰臣、山下正一、野井英明、亀山徳彦 (1983)：5万分の1表層地質図「太宰府」福岡県〔編〕、土地分類基本調査、福岡県

(受付：1989年8月31日、受理：1989年10月5日)