

広島大学学術情報リポジトリ
Hiroshima University Institutional Repository

Title	Zur Kenntnis des Oberpaläozoikums in Östlichen Chūgoku, Südwest-Japan
Author(s)	MITSUNO, Chiharu
Citation	Geological report of the Hiroshima University , 12 : 419 - 443
Issue Date	1963-03-30
DOI	
Self DOI	10.15027/52543
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052543
Right	
Relation	



Zur Kenntnis des Oberpaläozoikums in Östlichen Chūgoku, Südwest-Japan

Von
Chiharu MITSUNO

Mit 11 Abbildungen und 3 Platten

ABSTRACT: The Upper Palaeozoic formations develop in the eastern part of the Chūgoku District. They are divided into two facies, *i.e.*, the one is the low grade crystalline schist belonging to the so-called "Sangun Metamorphic Zone", which represents a metamorphic facies due to the regional type of metamorphism, and the other is non-metamorphic facies. The Upper Palaeozoic formations are divided from the sedimentary facies into the Calcareous Sediments Facies and the Non-calcareous Sediments Facies. The metamorphic and the non-metamorphic formations are, in general, stratigraphically conformable, but they are in most localities bounded by the surface running obliquely to the bedding surface. In some places, the boundary surface has the character of thrusting shear zones or faults.

The Palaeozoic formations are tentatively classified into the following four groups.

1) The lowest group consists mainly of black-schist beds, with intercalated thin beds of quartzschist and green-schist. The thickness amounts to about 1,500 m.

2) The lower group lies conformably on the lowest group and is characterized by thick beds of green-schists, with intercalated schistose acidic lava and its pyroclastic rocks, to which a number of bedded cupriferous pyrite deposits (Kieslager) are stratigraphically related. The total thickness amounts to 2,500~3,000 m.

3) The middle group lies conformably on the lower group and is characterized by the alternation beds of sandstone, quartz- and black-schist. A green-schist bed lies on these alternation beds. The total thickness amounts to 2,500~3,000 m.

4) The upper group lies on the middle group, but the relation between the middle and the upper group are not determined. The upper group is characterized by the acidic pyroclastic rocks and its lava intercalated into thick slate beds. The slate beds contain as intercalation of these acidic pyroclastic rocks, sandstone and limestone lens. The total thickness of the upper group amounts to 1,500~2,000 m.

Among them, for the groups, 1, 2, and 3, the age of sedimentation and of submarine volcanism in the geosyncline is safely be appointed as not younger than the Upper Carboniferous, while the group 4 indicates the Lower Permian—the Upper Permian from the lower to the upper part.

The limestone group, which is distributed in the eastern Chūgoku District, belongs to the age from the Lower Carboniferous to the Upper Permian, the age being the same as that of the metamorphic facies. In other words, the limestone group and the metamorphic facies of the Upper Palaeozoic formations represent the contemporaneous-heteropic relation in facies.

The geologic structure of the Palaeozoic terrain, except the Yanahara Mining region, is characterized by gentle dome- and basin-like folds. The trend of lineation of the metamorphic zone forms two currents along the northern and southern boundaries of the Atetsu limestone plateau, covering the central part of the region. The lineation (micro-corrugation within the bedding schistosity surface) coincides generally with the fold-axis of the schist beds in trend, but in the central part near Tsuta and Ukan, the trend of lineation is intensely disturbed, showing no coincidence with the regional fold-axis. In the Yanahara region, the Permian formation suffered two folding cycles, *i.e.*, the one is the regional folding in the phase of deformation of the Sangun Metamorphism, and the other

is the local intense fold in the phase of the Early Triassic folding. As the result of these two folding cycles, the Permian beds indicate an intensely folded style with overturned structure.

There are many loder metagranite, metadiorite, metagabbro and metadiabase sheets, which run parallel to the Palaeozoic terrain and concordant or subconcordant to the country rocks. These rocks were mylonitized, showing protoclastic texture. It is conceivable that these rocks were intruded in the last stage of the Sangun Metamorphism.

Many cupriferous iron sulphide ore deposits (Kieslager) are contained within the Palaeozoic formation of the eastern Chūgoku District, having a close relation to their geological environments as stratigraphically and structurally as well. The writer classified these ore deposits to three types according to the difference in relation to the Palaeozoic formations.

The first is a type which has intimate stratigraphical relation to the basic or intermediate volcanism, being parallel to the original bedding of crystalline schist and harmonic to the folded structure of the country rocks. This type may safely be appointed to the category of the so-called "Besshi-type Kieslager" lying in the Sanbagawa Metamorphic Zone. Ores of this type of ore bed consist of compact pyrite ore with small amounts of chalcopyrite and pyrrhotite.

The second type falls into the category of the "Kawayama-type Kieslager", judging from similarities in its structural relation to the country rocks to the Kawayama ore deposits, Yamaguchi Prefecture. The ore deposit lies in a shear zone, which was formed in close relation to the deformation of the crystalline schists. Ores of this type of deposits consist mainly of pyrrhotite with small amounts of chalcopyrite and zinblend.

The third type falls into the category of the "Yanahara-type Kieslager" which is related closely to the Lower Permian acidic submarine volcanism. The ore bodies lie within the acidic pyroclastic beds and suffered the same deformation as the country rocks. Ores of this type of deposits consist mainly of massive pyrite with small amounts of chalcopyrite, but, owing to the thermal metamorphism by the Late Mesozoic plutonism, outer part of the ore bodies are replaced by pyrrhotite and magnetite.

It is inferred that the original beds of ore bodies of the Besshi- and the Yanahara-type Kieslager had already existed before the beginning of the Sangun Metamorphism, because in these ore deposits can be traced the effects of later phases of deformation and mineralization. The former is related to the basic or intermediate volcanism, and the latter to the acidic submarine volcanism. The Kawayama-type Kieslager is believed to have been formed at the last stage of the Sangun Metamorphism.

INHALTSVERZEICHNIS

- I. Vorwort
- II. Zur Stratigraphie der Oberpaläozoischen Schichten
 - A. Die untersten Schichten
 - B. Die unteren Schichten
 - C. Die mittleren Schichten
 - D. Die oberen Schichten
- III. Zur Petrographie der Submarinen Eruptivfolge
 - A. Die untere basische Serie
 - B. Die mittlere basische Serie
 - C. Die permische saure Eruptivfolge
- IV. Über die sogenannte Yakuno-Intrusivgesteine
- V. Geologische Struktur der Oberpaläozoischen Schichten
 - A. Die Beziehungen zwischen der Linearen Streckung und der Faltenachse
 - B. Die Richtung der Linearen Streckungen
- VI. Über die Kieslagerstätten im Oberpaläozoikum
 - A. Kieslager vom Besshi-Typ
 - B. Kieslager vom Kawayama-Typ

- C. Kieslager vom Yanahara-Typ
 VII. Schlussfolgerung
 VIII. Schriften

I. VORWORT

Seit 1952 habe ich die oberpaläozoischen Schichten im östlichen Chūgoku stratigraphisch, petrographisch, strukturell und erzlagerkundlich untersucht.

Die metamorphen Gesteinen und das nicht-metamorphe Paläozoikum bis auf die fossilführende Kalkserie wurden bisher nicht genug erforscht. Die kalkreichlichen Schichten wurden durch eine Anzahl von Forschern stratigraphisch und paläontologisch studiert.

Die paläozoischen Schichten in diesem Gebiet können in zwei Fazies gegliedert werden: eine besteht aus den kristallinen Schiefen von niedrigerem Grad, die zur Sangun-Metamorphose gehören und andere aus der nicht-metamorphen Serie, die weiter in zwei Sedimentserien von kalkreichlichen Sedimenten und kalkarmen Sedimenten gegliedert werden kann (Abb. 1).

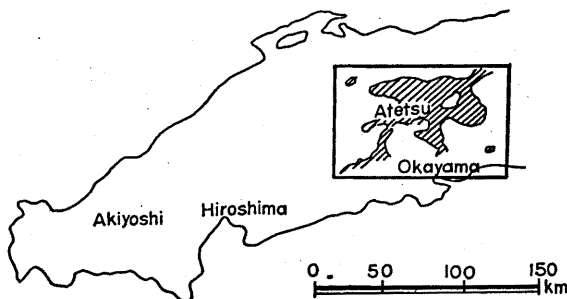


Abb. 1 Geologische Situation vom Östlichen Chūgoku

Die oberpaläozoischen Eruptivfolgen sind aus drei Zyklen zusammengesetzt. Die untere basische Abteilung von Karbon besteht aus einigen Schalsteinen und Diabaslage mit Einschaltungen von rhyolitischen Tuffitschicht und Lavalage am oberen Horizont. Die mittlere Abteilung von oberem Karbon setzt sich aus Schalsteinen und eingeschalteten Diabaslagen. Die obere von unterem Perm besteht aus dünnen rhyolitischen Tuffiten, die in mächtigen Tonschiefererschichten eingeschaltet werden.

Es tritt viele Kieslagerstätten in oberpaläozoischen Schichten auf. Diese verteilen sich im Bezug auf die stratigraphische Stellung und den Mineralbestand in drei Typen: d.h. 1. Kieslager vom Besshi-Typ, 2. Kieslager vom Kawayama-Typ, und 3. Kieslager vom Yanahara-Typ.

Herrn Professor Dr. G. KOJIMA, Universität zu Hiroshima, unter dessen Anleitung die vorliegende Untersuchung durchgeführt wurde, möchte ich für seine fördernden Ratschläge und für die Interesse meinen herzlichen Dank aussprechen. Zum grossen Dank bin ich ferner Herrn Professor Dr. Y. KINOSAKI, Universität zu

Hiroshima, und Herrn Professor Dr. T. WATANABE, Universität zu Tokyo, verpflichtet. Bei der Geländearbeit standen Herrn A. HARA, J. SASAKI, S. SADAKANE und S. YODEN mir hilfsbereit zur Seite.

II. ZUR STRATIGRAPHIE DER OBERPALÄOZOISCHEN SCHICHTEN

Es ist sehr schwierig, die Stratigraphie der oberpaläozoischen Schichten festzustellen, weil die Kontinuität der Schichten durch die Erstarungsgesteine, durch die Bedeckung des Mesozoikums und des Tertiärs, und durch Verwerfung geschnitten werden (Abb. 7).

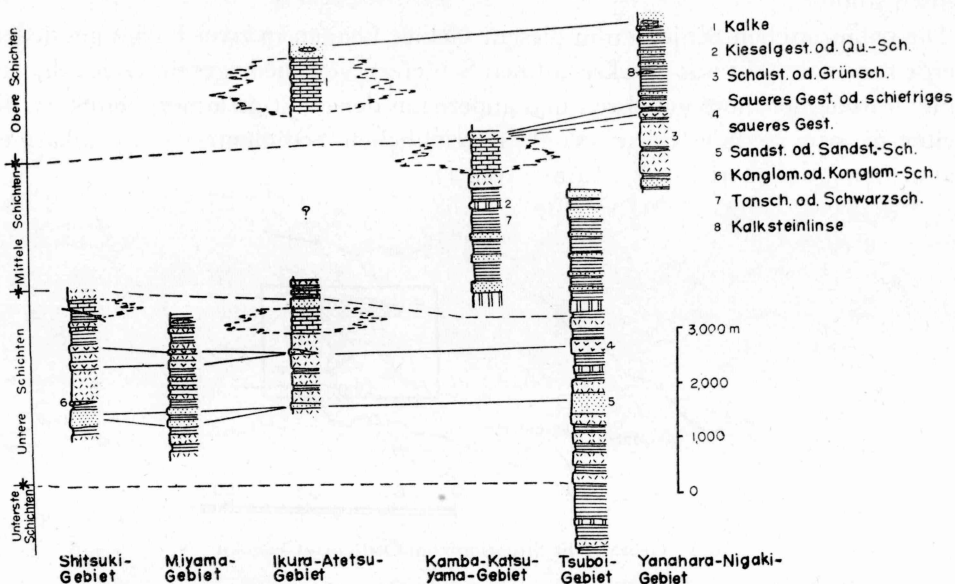


Abb. 2 Die Schichtenfolge des Oberpaläozoikums im Östlichen Chūgoku

Ich konnte aber die Schichtfolge auf Grund der stratigraphischen Verteilung der submarinen Vulkanismen in dieser Gegend aufklären. Die oberpaläozoische Eruptivfolge kann in drei grossen Serien gegliedert werden. Die liegende, karbonische Eruptivfolge setzt sich hauptsächlich aus mächtigen, basischen bis intermediären Tuffiten mit einigen Einschaltungen von Tuffiten und von Sandsteinen zusammen; es findet sich auch die Kieslager vom Besshi-Typ in den Grünschiefersschichten. Im Shitsuki-Gebiet können wir drei Kieslager in demselben stratigraphischen Horizont beobachten. Die rhyolitischen Tuffite und Lavaschichten befinden sich am oberen Teil der mächtigen Grünschiefersschichten. Die mittlere, oberkarbonische Eruptivfolge konstituiert aus basischen bis intermediären Gesteinen, und liegt unter dem oberkarbonischen oder unterpermischen Kalk bei Kamba. Die obere unterpermische Eruptivfolge besteht aus rhyolitischen Tuffitschichten, die

in einer mächtigen Tonschiefererschicht eingeschlossen werden.

Es mag möglich, diese bemerkenswerten Eruptivfolgen als Schlüsselschicht der oberpaläozoischen Schichten auszunützen. Also kommen wir zu folgenden Ergebnissen:

A. Die untersten Schichten: Die betreffenden sind hauptsächlich aus Tonschiefer-schichten mit geringmächtigen Kieselschiefern und Schalsteinen zusammengesetzt, während dieselben nur lokal im nördlichen Teil vom Tsuboi-Bergwerk treten zutage. Andererseits werden sie durch die Sangun-Metamorphose in kristalline Schiefer von niedrigerem Grad umgewandelt. Die Dicke dieser Schichten beträgt ungefähr 1,500 m.

B. Die untere Schichten: Diese Schichten bestehen hauptsächlich aus den dicken basischen bis intermediären Eruptivfolge, worin die geringmächtige Tonschiefer, Sandsteine und rhyolitische Tuffite eingeschaltet sind. Sie werden als „untere basische Serie“ bezeichnet.

Sie treten entlang der Bahnlinie von Ikura nach Takahashi unter der Kalkstein-masse von Atetsu auf. Aus Kalksteinlinse, die in oberen Teil dieser Serie im Shitsuki-Gebiet eingeschaltet ist, fand TERAOKA (1958) *Lonsdaleoides* cfr. *toriyamai* MINATO, *Millerrilla marblensis* THOMPSON usw.. Nach neuen Untersuchungen von TERAOKA (1959) und NAKAZAWA und YAMAGIWA (1962) kann diese in das obere „Mississippian“ oder das untere „Pennsylvanian“ gestellt werden. Bei Hina schiebt die gefaltete Schicht von Obertrias auf diese Schichten über. Die nicht-metamorphe Zone, die aus Kalken und den Blockentuffiten besteht, schiebt auf die Obertrias, und einige Kalk-Deckschollen liegen auf diesen Schichten (Abb. 3).

Der grösste Teil dieser unteren Schichten werden durch die Sangun-Metamor- phose in kristalline Schiefer von niedrigerem Grad umgewandelt.

In der Nähe von Hina sind diese unteren Schichten, nach meiner Untersuchung, älter als die Kalke, die von NAKANO (1952) als Viséen betrachtet wurden. Das Atetsu-Kalkplateau wird jetzt von OKIMURA und SADA stratigraphisch und paläont- ologisch geforscht. Nach ihnen verteilen sich die Schichten des Atetsu-Kalk- plateau in zwei Schichtkomplexe, d.h. die Ishiga-Schichten und Atetsu-Kalk- schichten von unten nach oben. Der unterste Teil dieser Schichten ist von Unter- karbon, und die unteren Schichten bei Ikura enthalten einen Teil der Ishiga- Schichten (Abb. 4).

Die Dicke dieser Schichten beträgt ungefähr 2,500~3,000 m.

Es lässt sich also sagen, dass die unteren Schichten zum Unterkarbon gehören oder zum Teil älter als das Unterkarbon sind.

G. Die mittleren Schichten: Diese bestehen aus den Wechsellagerungen von Sand- steinen, Kieselschiefern und basischer bis intermediärer Eruptivfolge mit Einschalt- ungen von Tonschiefern. Diese Schichten folgen konkordant auf die unteren Schichten. Sie verbreiten sich weitgehend von Katsuyama zum nördlichen Teil von Tsuyama und bei Nigaki vom Yanahara-Bergwerk. Im tieferen Teil dieser Schichten sind Sandsteinsschichten häufig zu erkennen. Nach oben hin werden

Wechsellagerungen der Kieselschiefer und der Tonschiefer mehr häufig, und weiter oben vermehren sich die basische bis intermediäre Eruptivfolge. Diese wird als „mittlere basische Serie“ bezeichnet. Bei Kamba nördlich von Katsuyama liegen Kalkschichten über der mittleren Serie konkordant. In diesen Kalken finden sich viele Fusuliniden und Korallen, die von KONISHI als Oberkarbon oder Unterperm betrachtet werden. Diesen Kalksteinschichten entsprechen die Kalke bei Haramo am nordwestlichen Teil von Shimoazai, aber sie enthalten keine Fossilien wegen der Kontaktmetamorphose durch Quarzmonzonit. In anderen Gebieten, z.B. bei Nigaki und Yamatono fehlt dieser Kalksteinhorizont, aber bei Yamatono kann man die kalkreiche basische Tuffitschicht mit Oolithen beobachten.

Die etwa Hälfte dieser Schichten werden durch die Sangun-Metamorphose in kristalline Schiefer von niedrigerem Grad umgewandelt. Besonders im Kamba- und Nigaki-Gebiet werden diese Schichten von unten bis zur oberen basischen Tuffiten umkristallisiert, aber in übrigen Gebieten, z.B. im nordwestlichen Teil von Tsuyama- und Yamatono-Gebiet verändern sie in kristalline Schiefer nicht. Die Grenzlinie zwischen der metamorphen Zone und der nichtmetamorphen Zone ist daher mit dem Streichen der Schichten schräg.

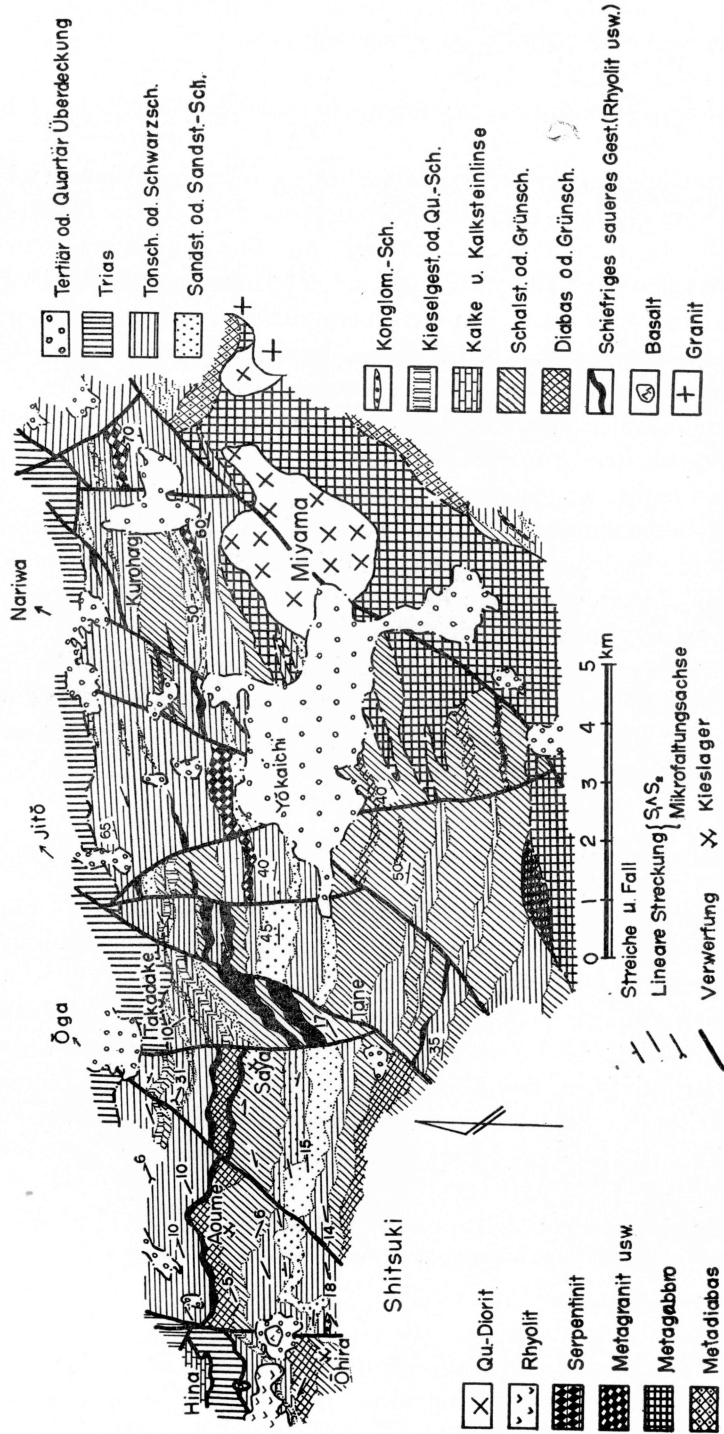
Die Dicke dieser Schichten beträgt ungefähr 2.500~3.000 m.

D. *Die oberen Schichten*: Der grösste Teil der oberen Schichten besteht aus mächtigen Tonschiefern mit einigen dünnen Zwischenlagen von weisgrauen oder grau gelben rhyolitischen Tuffiten im unteren Teil und von schwarzgrauen Sandsteinen im mittleren Teil. Stellenweise treten die Kalksteinlinse in den Tonschieferschichten sowie die schwarzgrauen, kalkigen, mächtigen Sandsteinen mit mehreren Kalksteinlinsen in oberen Teil auf.

Diese verbreiten sich weitgehend beim Yanahara-Bergwerk und treten auch bei den Kalkschichten und bei Terauchi des Atetsu-Kalkplateau auf. Diese Schichten folgen konkordant auf die mittleren Schichten. Sie verteilen sich in drei Schichten: die untere Schicht ist aus dicken Tonschiefern mit einigen dünnen Einschaltungen von rhyolitischen Tuffitlagen und Sandsteilagern zusammengesetzt, die mittlere besteht aus Tonschiefern mit dünnen Sandsteinzwischenlagern und Kalksteinlinsen, und die obere aus dicken kalkreichen Sandsteinlagern mit dünnen Konglomerateinschaltung und mehreren Kalksteinlinsen. Alle sind vielleicht konkordant miteinander, und in den Kalksteinlinsen in der mittleren und der oberen Schichten kann man mehrere Fusuliniden und Korallen beobachten. Die mittlere Schicht enthält Korallen wie *Waagenophyllum indicum* WAAGEN und WENZEL?, die von mir bei Shimoyama östlich von Yanahara-Bergwerk gefunden wurden. Die obere Schicht enthält Fusuliniden wie *Yabeina* sp., *Lepidolina toriyamai* KANMERA etc. bei Dōdō nördlich vom Yanahara-Bergwerk (KONISHI 1952, KANMERA 1954). Die Kalksteinlinse bei Dōdō ist demnach oberpermisch.

Die rhyolitische Eruptivfolge dieser Schichten ist nicht nur beim Yanahara-Bergwerk sondern auch bei Kamba auf der Kalksteinschicht zu erkennen. Bei der letzteren besteht die Folge aus der hellgrau-weissgrauen Aschentuffitlagern von

Abb. 3 Geologische Karte des Shitsuki-Miyama Gebietes



30~100 m Mächtigkeit, aber bei Yanahara aus mehreren Gesteinsarten wie Aschentuffit, Kristalltuffit, Blockentuffit, Lapillituffit und Laven. Wir werden auf diese Gesteinsarten noch näher zu sprechen kommen.

Die Dicke dieser Schichten beträgt etwa 1,500~2,000 m.

Damit wird die Stratigraphie des Oberpaläozoikums in östlichen Chūgoku erläutert.

Im östlichen Chūgoku verbreiten sich mehrere grossen Kalkplateau wie dieselben von Atetsu-, Kamba-, Ōga- und Hina-Kalksteinmassive. Über die Kalksteinmassive werden bis jetzt mehrere paläontologischen Untersuchungen gemacht. Die Beziehung zwischen der kalkigen Fazies und der kalkarmen Fazies ist im wesentlichen konkordant, aber man kann die Überschiebungsverhältnissen zwischen den beiden an mehreren Orten, z.B. bei Hina, beobachten. Bei Ikura südlich vom Atetsu-Kalkplateau verbreiten sich die unteren Schichten, die aus der unteren basischen Serie und den kristallinen Kalken von unten nach Oben bestehen. Nach meiner Geländearbeiten kann die Überschiebungsverhältnissen zwischen den beiden Fazies, wie sie früher angenommen wurden, nicht erkannt werden. Von unten nach oben gehen die unteren Schichten allmählich in Kalke über. Auch bei Kamba sind ebenfalls die Beziehung zwischen den beiden allmählich zu erkennen. In der kalkarmen Fazies kann man viele Kalklinsen, die gleiche Fossilien wie diejenigen des Kalksteinmassivs enthalten, beobachten.

Es lässt sich daher sagen, dass eine Schicht in der kalkarmen Fazies zu einer Schicht in der kalkigen Fazies gleichzeitig-heteropisch ist. Auf Grund der Tatsachen wird ein stratigraphisches Skizzenprofil des Oberpaläozoikums im östlichen Chūgoku zusammengesetzt (vgl. Abb. 2).

III. ZUR PETROGRAPHIE DER SUBMARINEN ERUPTIVFOLGE

Wie oben erwähnten, werden im Oberpaläozoikum des östlichen Chūgoku ziemlich viele submarine Eruptiva und Tuffite eingeschaltet, die ich nun in ihrer zeitlichen Folge genauer beschreiben werde.

A. „Die untere basische Serie“ mit saurerer Eruptivfolge: Auf die untersten Schichten folgen die mächtigen, basischen bis intermediären Eruptiva mit Einschaltungen der sauren Eruptivfolge, der Tonschiefer und der Sandsteine. Diese Schichten sind alle in kristalline Schiefer von niedrigerem Grad umgewandelt. Wegen der schwachen Umkristallisation ist es aber auf die originalen Gesteine leicht zu schliessen.

1. Basische bis intermediäre Eruptiva: Makroskopisch dunkelgrünliche, schwach schiefrige Gesteine mit mehreren schwarzen Körnchen. Der Grad der Umkristallisation ist so schwach, dass man aus den Reliktmineralien und den Relikttexturen originale Gesteine folgern kann. Als Reliktmineralien kann man viele Hornblenden, zuweilen Augite und Plagioklase mikroskopisch beobachten. Hornblende und Augite werden durch eine Chloritisierung in Chlorit, und durch eine Aktino-

litisierung in Aktinolit verändert. Diese Umkristallisation beginnt zuerst an der Spaltungsebene und dem Umriss der Kristalle, und setzt dann nach dem Zentrum fort. Ausserdem kann man viele umkristallisierten Mineralien wie Albit und Epidot, stellenweise auch Kalkspat mikroskopisch beobachten.

2. Basische bis intermediäre Tuffite: Makroskopisch hellgrünliche, stellenweise rotbraunliche, schiefrige Gesteine. Grünschiefer von basischen bis intermediären Tuffiten bestehen aus Aschen- und Kristalltuffite und stellenweise Blockentuffite. Die Breccien und die Geröllen kommen in zusammengepresster Form an der Schieferungsebene vor. Als sonderbares Beispiel können wir zusammengedrückte Andesit- und selten Granodioritgeröllen an der Strasse bei Takadake südwestlich von Ōga beobachten. Diese Granodioritgerölle sind aber den Grünschiefern fremd, und ihre Heimat ist heute noch nicht festzustellen.

Diese Tuffitschichten verbreiten sich in diesem ganzen Horizont, besonders im Shitsuki-, Hōkoku- Tsuta- und Tsuboi-Gebiet kann man diese dicken Wechsellaagerungen beobachten. Im Shitsuki-Gebiet, tritt ein hellgrünliches stellenweise rotbraunliches, sehr schwach schiefriges Gestein auf. Unter dem Mikroskop ergibt sich das Bild eines einförmigen, grünlich-grauen, dichten Bindemittels, in der man bei stärkster Vergrößerung neben winzigen Kristalbruchstücken und Umkristallisationsprodukten feinste Aschenteile beobachten. Zersetzte Feldspäte, die in Albit umkristallisiert sind, und stellenweise auch kleine Bruchstücke von Augiten und Hornblendensind bemerkbar. Als Umkristallisationsprodukt treten Albit, Leukoxen und Chlorit auf. Im Hōkoku-Gebiet kann man ein hellgrünliches, dunkelbraunliches, stellenweise kalkreiches schiefriges Gestein beobachten. Unter dem Mikroskop ergibt sich das ähnliche Bild wie beim Shitsuki-Gebiet, aber als Umkristallisationsprodukt kann man viele Mineralien wie Albit, Aktinolit, Chlorit, Serizit, Pumpellyit, teils Kalkspat und Stilpnomelan, und selten Glaukophan beobachten. Im Tsuboi-Gebiet treten hellgrünliche und schiefrige Schicht mit einigen dünnen basischen bis intermediären Eruptiven auf. Unter dem Mikroskop ergibt sich das ähnliche Bild wie oben erwähnte Gesteine, aber als Umkristallisationsprodukt sind Aktinolit, Chlorit, Epidot, Albit, Pumpellyit, Leukoxen, teils Kalkspat, Quarz bemerkbar.

3. Die karbonischesauere Eruptivfolge: Makroskopisch dunkelgraue oder gelbbraunliche, schiefrige Gesteine. Sie ist in den Schichten der unteren basischen Serie eingeschaltet. Diese Einschaltungsschicht wurde durch die Sangun-Metamorphose in schiefrige Gesteine verändert. Sie wurde 1953 von KOJIMA und MITSUNO am Gebiet südlich vom Tsuboi-Bergwerk gefunden. Sie wurde dann von mir 1953 im Shitsuki-Gebiet, 1956 im Ukan-Gebiet und 1957 in Hōkoku-Gebiet usw. gefunden.

Unter dem Mikroskop ist das feine Bindemittel von Quarz und Feldspat erkennbar. Als Einsprengling sind vorwiegend gepulverisierte, undulierend auslöschende Quarz, Plagioklase und Orthoklase erkennbar. Der begleitende saure Tuffit (Kristalltuffit) ist ebenfalls dunkelgrau oder gelbgraulich und schiefrig und zeigt

oft sehr zahlreiche, z.T. dicht gepackte oder eckige Kristalle von Quarz und Feldspat. Als Umkristallisationsprodukt kann man feinste Körnchen von Quarz, Albit und Serizit entlang der Rissen der Relikte wie Quarz, Orthoklas usw. beobachten. Gelegentlich tritt Limonit als Mantel um die Kristalle auf.

B. „Die mittlere basische Serie“: Die mittlere basische Serie tritt bei Kamba nördlich von Katsuyama, bei Nigaki südlich vom Yanahara-Bergwerk und bei Yamatono nördlich von Yunogō auf. Diese Gesteinsserie ist aus basischen bis intermediären Tuffiten und Laven zusammengesetzt, aber wegen der Sangun-Metamorphose wird der grosse Teil dieser Schichten in Grünschiefer verändert. Bei Kamba liegt diese Serie konkordant über Wechsellagerung von Sandstein-, Quarz- und Schwarzschiefern, und konkordant auf diese Schichten folgt die Kalke vom Oberkarbon oder Unterperm. Makroskopisch ist das Eruptivgestein dunkelgrünlich und schiefrig, und der Tuffit hellgrünlich bis dunkelgrünlich oder stellenweise dunkelgraulich. Man kann einige dünnen Einschaltungen von Tonschiefer in den Tuffiten beobachten. Unter dem Mikroskop sind Bruchstücke von Plagioklas und Augit als Reliktmineral in der feinstengelförmigen Grundmasse erkennbar. Die Textur der Grundmasse ist jedoch beinahe verschwunden, und die umkristallisierten Mineralien wie Pumpellyit, Aktinolit, Leukoxen und Chlorit sind erkennbar. Im dunkelgraugrünlichen Teil der Tuffite kann man die säulenartigen Glaukophanmineralien beobachten. Nach den Reliktmineralien zu urteilen, ist diese mittlere basische Serie mehr basisch als die untere basische Serie.

C. *Die permische saure Eruptivfolge in den oberen Schichten*: Die permische saure Eruptivfolge verbreitet sich bei Kamba und beim Yanahara-Bergwerk. Diese beim Yanahara-Bergwerk ist das Produkt des submarinen Vulkanismus während der unterpermischen Zeit. Diese tritt als einige Zwischenlagen in dicken Tonschieferschichten auf. Sie besteht aus rhyolitischen Aschentuffiten, Kristalltuffiten, Lapillituffiten und rhyolitischen Laven. Bei Kamba besteht sie hauptsächlich aus rhyolitischen Aschentuffiten. Der Yanahara-Erzlager kommt nur in rhyolitischen Tuffitschichten vor.

1. Aschentuffite: Aschentuffite sind mit den Kristalltuffiten durch oft schwer abgrenzbare Übergänge verbunden. In der Grube vom Yanahara-Erzlager sind die Ablagerungsgestalten der beiden Schichten und der dünnen Tonschiefer einschaltungen deutlich zu beobachten (pl. 51 II und 52 III). Unter dem Mikroskop erkennt man ein weissgraues bis graugrünliches, schiefriges, feinkörniges Gestein. Das kryptkristalline Bindungsmittel ist nur etwas in wenigen Fällen mikroskopisch erkennbar und dann sind kleinste Bruchstücke von Feldspat und Körnchen von Quarz zu beobachten. Bei den Kristalltuffiten dicht gepackte, eckige und grössere Einsprenglinge von Quarz und Feldspat im dichten Bindemittel.

2. Blockentuffite: Die hier als Blockentuffite bezeichneten Gesteine entstehen, wenn die Auswürflinge, wie Blöcke und Lapilli, durch Aschen- oder Kristalltuffite verkittet werden. In den Kristalltuffiten in der Grube vom Yanahara-Erzlager kann man viele Blockentuffite mit Rhyolit-, Quarzporphyr- und Dazitbreccien und

stellenweise Tonschieferbreccien beobachten.

3. Rhyolitische Laven: Einschaltungen der rhyolitischen Laven finden sich in der oberen erwähnten Tuffitserie linsenförmig. Sie sind rauhe, harte, kompakte Gesteine und enthalten makroskopische Einsprenglinge von Quarz und Feldspat in einer dunkelen- bis braunen Grundmasse. Unter dem Mikroskop erkennt man ein weissgraues bis graugelbes Gestein, das aus dem feinsten Aggregat von Quarz, Alkalifeldspat und Plagioklas besteht, aber Feldspäte sind in vielen Fällen, wegen der Thermometamorphose in Serizit umgewandelt (pl. 52 IV).

IV. ÜBER DIE SOGENANNTEN "YAKUNO-INTRUSIVGESTEINE"

Von Nordösten nach Südwesten im östlichen Chügoku treten die Metagranit-, Metaquarzdiorit-, Metadiabas-, Metagabbro und Metafelsitlagen mit der Strukturen der paläozoischen Schichten harmonisch auf.

Die Gesteinslager werden in zwei Serien verteilt, d.h. die saure Gesteinsserie mit Metagranit, Metaquarzdiorit, Metafelsit und Metaquarzporphyr, und die basische Gesteinsserie mit Metagabbro und Metadiabas. Diese Gesteinsserien sind in das umgebende Oberpaläozoikum als konkordante oder subkonkordante Lage eingedrungen. Mischungserscheinungen zwischen den beiden Serien sind in verschiedenen Gebieten erkennbar.

Im Yanahara-Gebiet verteilen sich diese Gesteinsserien in zwei Lagearten. Eine ist die saure und andere ist die basische Serie. Beim Yanahara-Bergwerk treten eine Lage des Metaquarzdiorits und Metagranits und eine andere des Mischgesteins aus dem Metafelsit und dem Metadiabas auf. An der Aussenseite wie bei Tsukatsuno, Nakayama und Nigaki kommen die Metagabbrolager vor. Die Intrusionsart dieser Gesteinslagern hat enge Beziehung mit der Struktur des umgebenden Paläozoikums. Im Yamate- und Tatsuyama-Gebiet nördlich von Fukuwatari sind die Gesteine aus Metagabbro- und Metadiabaslagen mit wenigen sauren Einschaltungen zusammengesetzt. Die Metagabbro nördlich von Shimoazai ist zwischen den metamorphen und den nichtmetamorphen Schichten ein wenig durchgestossen, aber diese Masse wird von Serpentin geschnitten. Sie setzt sich aus Hornblende und Plagioklas zusammen, und wir können die augenartig grünliche Hornblende mikroskopisch beobachten, die blastoporphyrisch und kataklastisch sind (Photo. VI).

Bei Hirose südlich von Takahashi und bei Miyama östlich von Shitsuki-Gebiet treten viele Metagranit-, Metaquarzdiorit-, Metagabbro- und Metadiabaslager auf. Die Intrusionsart dieser Lager wird durch die Faltenstruktur der umgebenden Schichten kontrolliert. Längsrichtungen dieser Lager stimmen mit der Einfallensrichtungen der Faltenachse der umgebenden Gesteinsschichten über.

In diesen Intrusivgesteinen, ausser Metadiabas-Einschlüssen, kommen die Sedimente der paläozoischen Gesteine wie Tonschiefer, Schalstein und Kalksteinlinie

häufig zum Vorschein. Diese Einschlüsse zeigen meistens eine deutliche Längsachse und erreichen eine Länge von einigen dm bis einigen m. Diese Einschlüsse und die Metagesteine umgebenden Gesteinsschichten sind parallel verlaufen. Diese Metagesteine in der metamorphen Zone zeigen den gneisartigen Zustand, und auf der Foliationsebene kann man die linearen Streckungen beobachten. Auch in der nichtmetamorphen Zone kann man die Bänderungen in diesen Gesteinsmassen stellenweise beobachten. Diese Bänderungen sind mit den umgebenden Schichten parallel.

Unter dem Mikroskop zeigen sie im allgemeinen die protoklastische Textur. Der Umriss der Kristalle wird gepulverisiert, und der Kristall wie Quarz zeigt die undulierende Auslöschung. Die Mineralien im Metagranit sind aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und stellenweise Mikroklin zusammengesetzt. Weniger häufig treten Klinozoisit, Chlorit und Prehnit auf. Quarz wird durch die Kataklyse gepulverisiert und zeigt die undulierende Auslöschung. Orthoklas wird durch Serizitisierung in Serizit umgewandelt. Plagioklas wird durch Saussuritisierung in Saussurit umgewandelt und seine Zwillungsebene ist gebogen und zerbrochen. Biotit wird entlang anderer Kristallen gestreckt und durch Chloritisierung in Chlorit umgewandelt. Mikroklin kommt in dem sehr mylonitisierten feinen Metagranit vor. Die Mineralien im Metagabbro sind aus Hornblende, Plagioklas und stellenweise Augit und Quarz zusammengesetzt. Hornblende wird dann durch Aktinolithisierung in Aktinolit, und durch Chloritisierung in Chlorit umgewandelt. Stellenweise werden diese Gesteinsmassen durch die thermale Metamorphose weiter in thermal metamorphosierte Gesteine umgewandelt, und viele neue feinkörnige Biotite treten auf. Selten treten die Amphibolitlagen in diesen Metagesteinsserien als Einschlüsse auf.

Über die Platznahme dieser Gesteinsserien lässt sich folgender Schluss ziehen; sie entstanden mit dem letzten Stadium der Sangun-Metamorphose synkinematisch.

In diesem Abschnitt wurde nur allgemeine Bemerkung zur Frage der Metagranit- und der Metagabbroserie gemacht. Ich werde über diese Gesteinsserie später eingehend beschreiben.

V. GEOLOGISCHE STRUKTUR DER OBERPALÄOZOISCHEN SCHICHTEN

Es ist sehr schwierig, die geologische Struktur der oberpaläozoischen Schichten aufzuklären, weil die Schichten durch die Erstarrungsgesteine, durch die Bedeckung des Mesozoikums und Tertiärs und durch die Verwerfungen geschnitten wurden.

Die Neige der Schichten ist im wesentlichen verhältnismässig sanft, und die geologische Struktur ist aus den Wiederholungen des Sattels und der Mulde zusammengesetzt. Man kann die Überfaltungsstrukturen mit Ausnahme vom Yanahara-Gebiet nicht beobachten. Bezüglich der grossen Faltenstruktur beträgt die Wellenlänge etwa 3~7 km, und Längsachse der Kuppel oder des Beckens etwa 6~15 km.

Zwischen dem Sattel und der Mulde kommt oft eine Scherungszone vor.

Im wesentlichen sind die Strukturen zwischen der metamorphen Zone und der nicht-metamorphen Zone harmonisch, und ausser einigen Gebieten kann man keine Überschiebung zwischen den beiden Zonen beobachten. Früher wurde die Beziehung zwischen der Kalksteinmasse und der nichtkalkreichen Masse als Überschiebung vermutet, aber auf Grund eingehender Geländearbeiten, lässt sich sagen, dass keine Überschiebung zwischen den beiden Massen existiert und dass sie meistens miteinander übergehen. Wie im Atetsu-Kalkplateau kommt die Überschiebung sogar innerhalb des Kalkplateau vor.

Unter werde ich noch näher auf diese Beziehungen zwischen den beiden Zonen eingehen. Im Shitsuki-Gebiet kann man die direkte Beziehung zwischen der metamorphen Zone und der nicht-metamorphen Zone nicht beobachten, weil die Trias dazwischen liegt. Die Beziehung mit der Trias ist tektonisch. Die Trias ist auf die metamorphe Zone überschoben und wird durch die nichtmetamorphe Zone (Kalke und Tuffbreccie, Viséen) aufgeschoben. Einige Kalk-Deckschollen sind ferner die metamorphe Zone überschoben.

Die Grenze zwischen diesen beiden Zonen am Südrand von Ikura ist allmählich und konkordant. Die geologische Struktur südlich von Ikura wird durch einen Sattel charakterisiert; das Liegende besteht aus metamorphen Gesteinsschichten von niedrigerem Grad und das Hangende (nicht-metamorphe Kalke und Schalsteine)

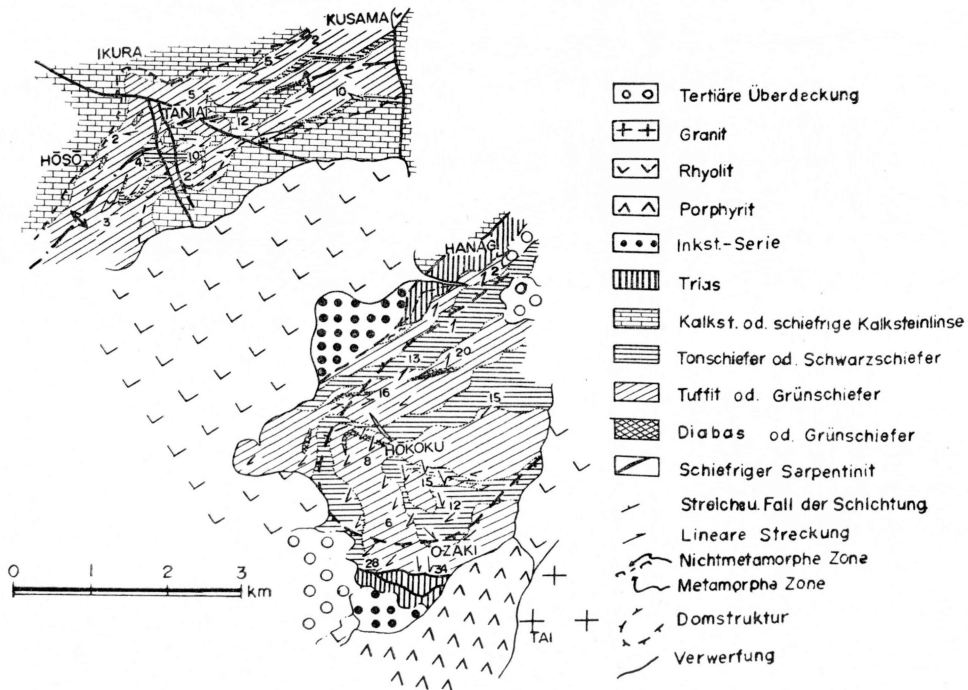


Abb. 4 Geologische Karte des Hökoku-Ikura Gebietes

liegt darüber konkordant. Im untersten Teil der Kalke kommt die schiefrigen Kalke vor, und auf diesen Schieferungsebenen kann man die schwächeren linearen Streckungen beobachten. Am Atetsu-Plateau verbreitet sich die permkarbonischen Kalke. Sie zeigt im allgemeinen eine Beckenstruktur, aber man kann darin die Wiederholung der Schichten durch Überschiebung beobachten. Auf dem permischen Kalk ist der karbonische Kalk aufgeschoben.

Im Kamba-Gebiet liegt die Kalkmasse auf der mittleren basischen Serie konkordant, wozwischen keine Überschiebungsbeziehung erkennbar ist (Abb. 5).

Die Verhältnisse der metamorphen Zone mit der nicht-metamorphen Zone (nicht-kalkreiche Fazies) sind im wesentlichen allmählich. Im Shitsuki-Gebiet wird

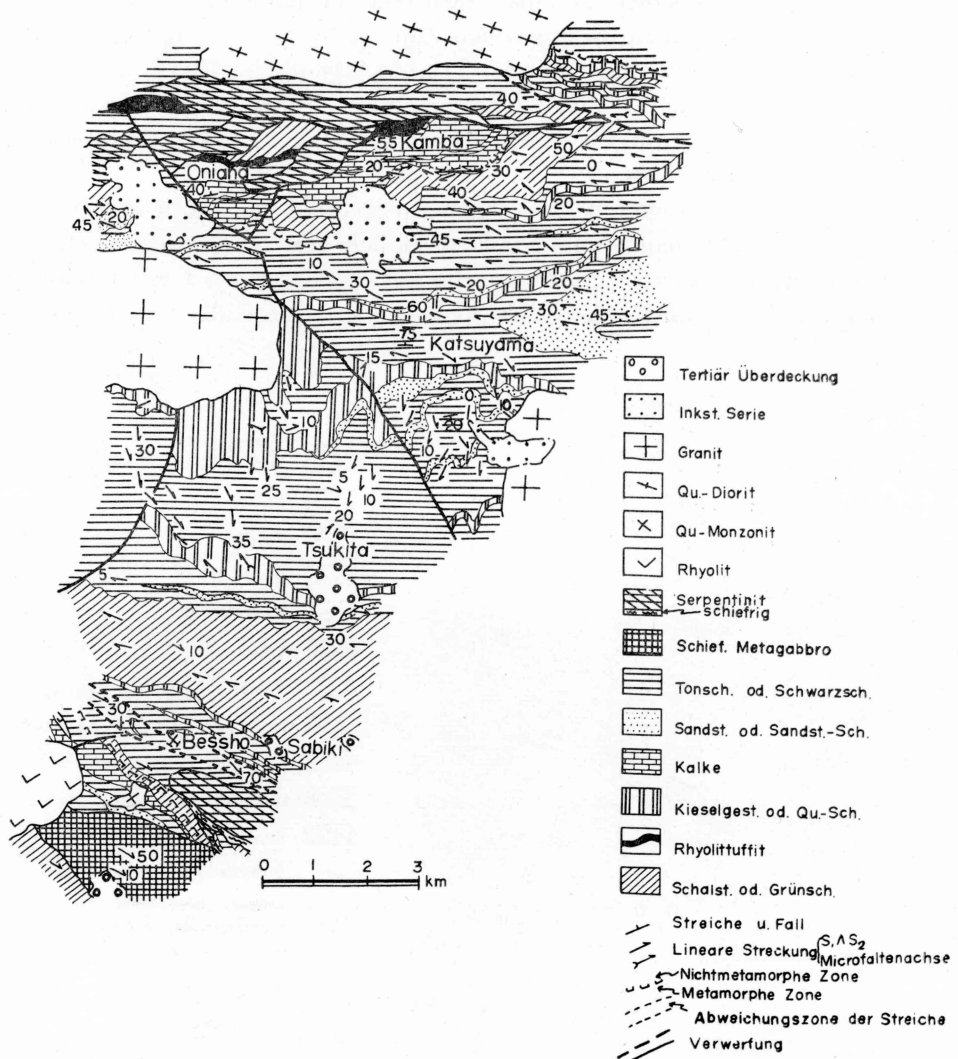


Abb. 5 Geologische Karte des Katsuyama-Kamba-Bessho Gebietes

der metamorphe Grad gegen Osten niedriger. Die Beziehung zwischen den beiden Zonen am südlichen Teil des Bessho-Erzlagers ist im grossen allmählich, aber stellenweise tritt die Zone der kleinen Scherung (Breite ca. 1~5 m) auf. Am südwestlichen und südlichen Teil vom Yanahara-Erzlager ist der Zusammenhang zwischen den beiden mit Streichen der Gesteinsschicht schräg.

In der metamorphen Zone finden sich mehrere strukturellen Elemente wie Schieferungsebene der Schicht, Transversalschieferungsebene und Achse der Kleinfalte.

A. Die Beziehungen zwischen der linearen Streckung und der Faltenachse: Im Shitsuki-, Ikura-, Hōkoku-, Bessho- und Tsuboi-Gebiet stimmt die lineare Streckung, die der Kreuzungslinie zwischen der Schieferungsebene der Schicht (S_1) und der Transversalschieferungsebene (S_2) entspricht, mit der Achse der Kleinfalte

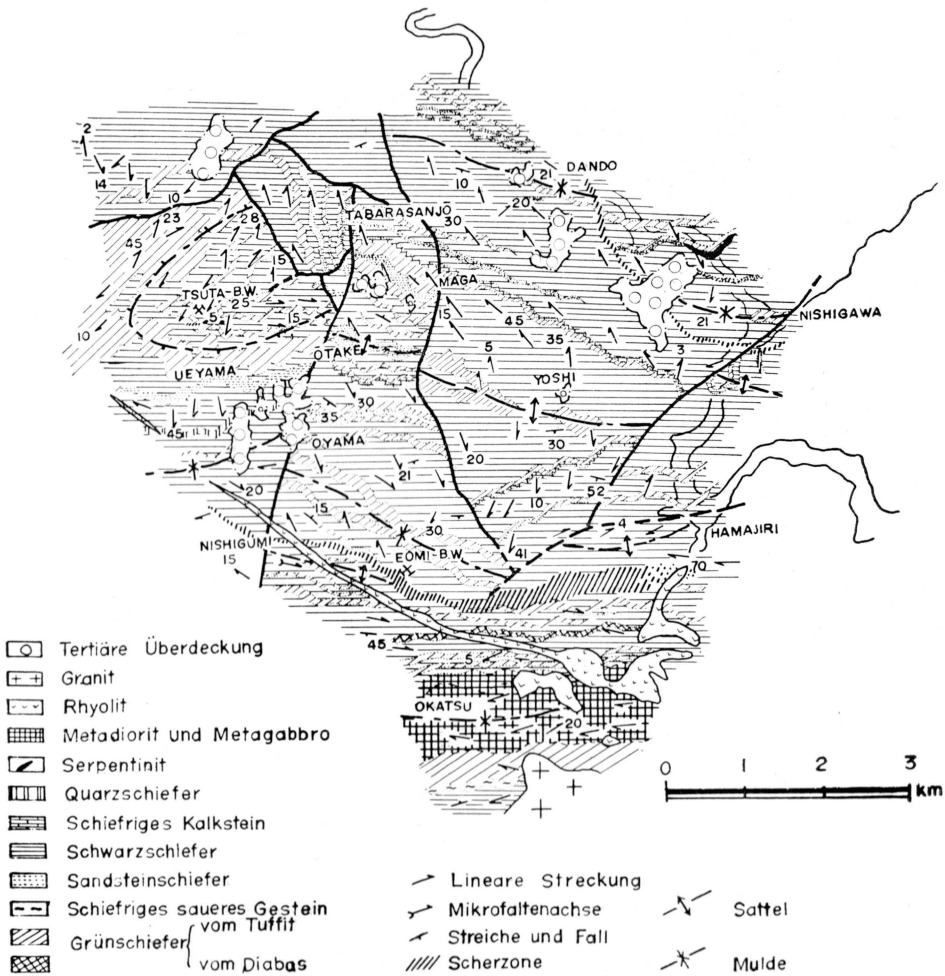


Abb. 6 Geologische Karte des Tsuta-Eomi Gebietes



Abb. 8 Die Strukturkarte des Oberpaläozoikums im Östlichen Chūgoku

überein. Anders verhält es sich im Tsuta-Eomi-Gebiet. Hier ist das Verhältnis zwar teilweise, z.B., in der Grube vom Tsuta-Erzlager, gleich wie oben, aber im anderen Teil kreuzt die lineare Streckung die Faltenachse (B-Achse) grosswinkelig, d.h. die Fliessrichtung der linearen Streckungen zeigt eine konvexe Form gegen Östen (vgl. Abb. 6). Im südlichen Teil des Gürtels der Scherungszonen bei Eomi-Erzlager stimmt die lineare Streckung mit der Achse der Kleinfalte und der Faltenachse (B-Achse) wieder überein. Im südlichen Teil von Hōkoku-Gebiet ist die Richtung der linearen Streckung wie im Tsuta-Eomi-Gebiet in Verwirrung geraten, aber im grössten Teil des Gebietes stimmen sie mit der Achse der Kleinfalte und der Faltenachse (B-Achse) des Kuppels überein.

B. Die Richtung der linearen Streckungen: Wie oben erwähnt, kann man die Nicht-

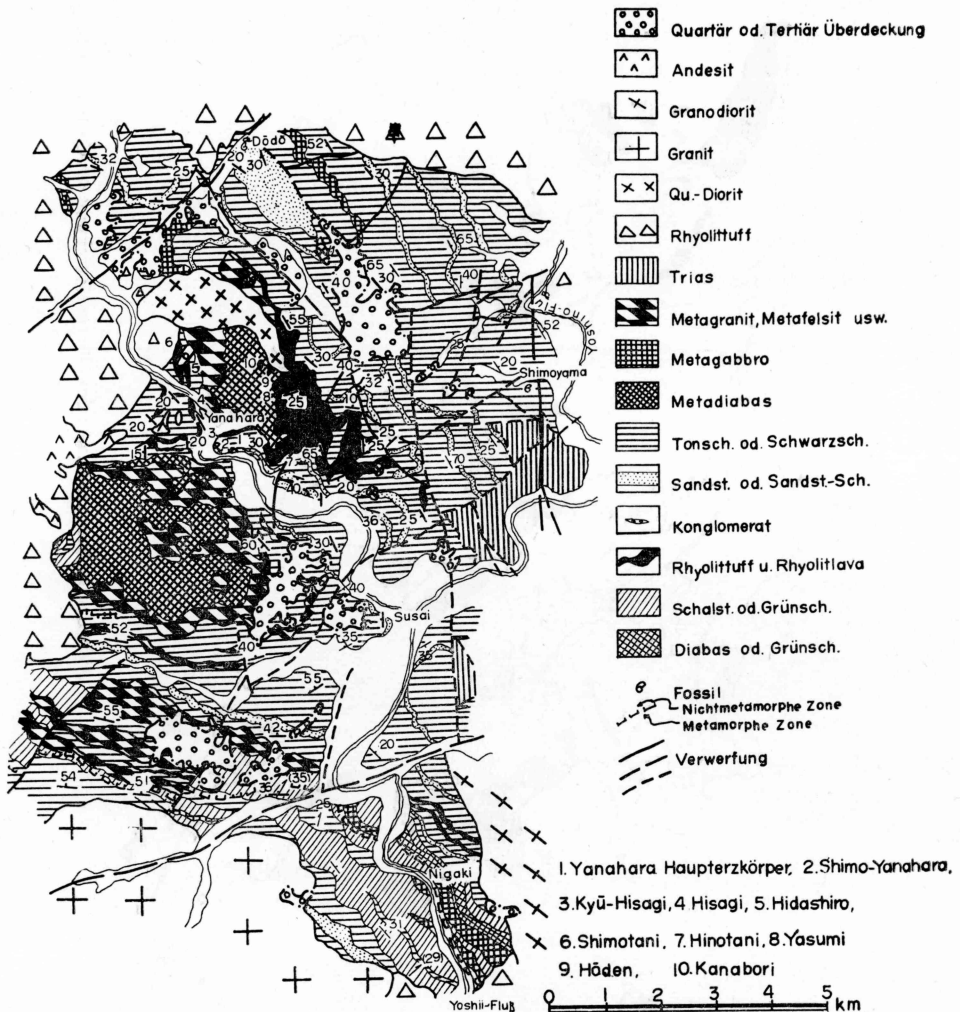


Abb. 9 Geologische Karte des Yanahara Gebietes

übereinstimmung zwischen der Kleinfalten und der Faltenachse einerseits und der linearen Streckung andererseits, ausser Tsuta-Eomi-Gebiet im wesentlichen nicht beobachten. In anderen Gebieten stimmen die linearen Streckungen mit der Achse der Kleinfalte überein. Im Shitsuki-Gebiet sind sie ungefähr EW, im südlichen Teil von Nariwa etwa ENE~EN, im Hōkoku-Ikura-Gebiet etwa NE~ENN, im Bessho-Gebiet etwa WNW~ESE, und im Tsuboi-Gebiet etwa ENE~WSW. Das Bild der Richtung der linearen Streckungen in ganzem Gebieten ist Y-förmig. Am zentralen Gebiet des Y, d.h. am Vereinigungspunkt der Strieme des Bessho-Gebietes und derjenigen des Shitsuki-Hōkoku-Gebietes liegt das Tsuta-Eomi-Ukan-Gebiet der Mittelzone (Abb. 7) der metamorphen Sangun-Zone. Gerade in diesem Gebiet sieht man die Verwirrungen der linearen Streckung und die Nichtübereinstimmung der linearen Streckung mit der Achse der Kleinfalte, d.h. zwei Richtungen der linearen Streckung zeigen gerade die das Atetsu-Kalkplateau umgebende Form, und die Richtung der linearen Streckung der metamorphen Gesteine am Kalksteinmassiv stimmt beinahe mit der Streich des Kalksteinmassivs überein (Abb. 7, 8).

Im Yanahara-Gebiet, wurden die oberen Schichten durch zwei Faltungsbewegungen beeinflusst, d.h. die erste wurde durch die regionalen Faltungen bei dem Sangun-Metamorphismus, und die zweite wurde durch die intensiven Faltungen in der früheren Trias beeinflusst. So zeigen die oberen Schichten beim Yanahara-Bergwerk die intensive Faltungsart der Überfaltungsnatur (Abb. 9).

Die sogenannten „Yakuno-Intrusivgesteine“ verlaufen von Nordösten nach Südwesten dieser Gegend. Ihre Längsrichtung ist mit der Struktur des Oberpaläozoikums harmonisch.

VI. ÜBER DIE KIESLAGERSTÄTTEN IM OBERPALÄOZOIKUM

Innerhalb der karbonischen und der permischen Schichten im östlichen Chūgoku treten verschiedenartige Kieslagerstätten auf, worauf, bezüglich der stratigraphischen Stellung und des Erzmineralbestandes, wir drei deutlich unterscheidbare Typen d.h. A. das metamorphe Kieslager vom Besshi-Typ, B. das postkinematische Kieslager vom Kawayama-Typ und C. das nicht-metamorphe Kieslager vom Yanahara-Typ feststellen können.

Das Kieslager von A-type liegt in den von basischen bis intermediären Tuffiten (Schalsteinen) umgewandelten Grünschiefern der unteren Schichten, die der Sangun-Zone der Metamorphose angehören. Dieses Kieslager kommt stratigraphisch in der Nähe einer gewissen schiefrigen, rhyolitischen Trffiteinschaltung. In Bezug auf den Erzmineralbestand (Schwefelkies) gehören Tsuboi-, Fukuzawa-, Saya-, Aoume-, Ohira- und Kokubunji-Erzlager zu diesem Typ. Die Kieserzkörper werden linsenförmig bis schichtförmig ausgewalzt und werden zusammen mit Nebengesteinen (Grünschiefern) tektonisch verformt. Die Beziehung zwischen

dem Erzkörper und der umgebenden Gesteinsschicht ist konkordant, und die Fallrichtung des Erzkörper stimmt mit der linearen Streckung des umgebenden Gesteins überein. Der Erzmineralbestand setzt sich aus Schwefelkies mit wenigen Kupferkies und Magnetkies zusammen.

Als ein Beispiel dieses Typs nehmen wir nun die Tsuboi-Erzlagerstätte. Hier liegen fünf reichliche Erzkörper im Grünschiefer (etwa 20 m Mächtigkeit). Das Verhältnis zwischen dem Erzkörper und der umgebenden Nebengesteinsschicht ist ungefähr pararell. Ein reicher Erzkörper ist aus vielen kleinen Erzkörpern zusammengesetzt.

In der Grube sind die S_2 -Ebenen (Transversalschieferungsebene) besonders gut erkennbar, die sich zur Schieferungsebene S_1 -Ebene steil kreuzen. Die S_2 -Ebenen schneiden auch den dünnen Erzstreichen und die von ihm begleiteten Nebengesteine. Im reichlichen Erzkörper werden die Schwefelkiesmassen zerbrochen und ihre Zwischenräume sind von Kupferkies und von Magnetkies gefüllt (Abb. 10, 11).

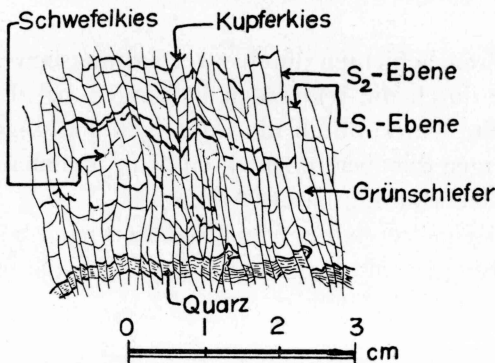


Abb. 10 Die S_2 -Ebenen schneiden die dünnen Erzlager, Quarzgangchen und S_1 -Ebenen.

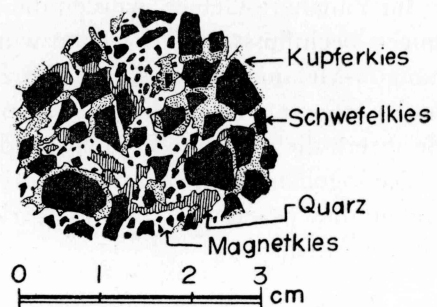


Abb. 11 Zerbrochenserscheinung im Erz

Das Kieslager von B-type liegt in dem Schwarzschiefer der unteren Schichten, in denen es mit dünnen Grünschiefern wechsellagernd auftritt. Diese Erzlagerstätten stehen in einer engen Beziehung mit den bei metamorphen Faltungen entstandenen, verschiedenen Ebenenstrukturen und mit der schierten Zone. Das heisst, die Tsuta-Erzlagerstätte befindet sich am Flügel des Kuppels und im inneren Teil der die Kalksteinlinse begleitende Schwarzschiefer. Die Bessho-Erzlagerstätte liegt in der Zone der abweichenden Streiche, wo die Schieferung verwirrt sind. In der Grube können wir die Struktur, die aus wiederholten Fältelungen bestehen, beobachten. Die schierten Zonen liegen zwischen einer Mulde und einem Sattel und enthalten die Erze.

In der Tsuta-Erzlagerstätte kommt Erzkörper linsenförmig vor, und die Längsachse des Erzkörpers stimmt in vielen Fällen mit der linearen Streckung (b-Achse) überein. Dies muss aber nicht immer der Fall sein, und besonders in einzelnen

können kleine Schwankungen auftreten. Die Bänderung des Erzkörpers ist Resultat der Veränderungen der ursprünglichen Schieferung. Der Erzkörper besteht aus vermischten Komplexen von Skarn und massiven Erzen. Die Skarnisierung ist oft so stark, dass von den ursprünglichen Gesteinen nur noch Relikte (linsenförmige Kalksteine und kalkreichliche Schwarzschiefer) oder Strukturmerkmale (S_1 - und S_2 -Ebene und Mikrofaltung) erhalten sind. Die Skarnminerale sind aus Diopsit, Aktinolit, Ilvit, Talk, Quarz und Kalkspat zusammengesetzt, und die Veränderungen der Skarnminerale durch die Sulfide können wir an verschiedenen Stellen mikroskopisch beobachten. Die Erze besteht aus dem Magnetkies mit Zerknitterungslamellen, wenigen Kupferkies und Magnetit.

Das Kieslager von C-typ liegt im permischen rhyolitischen Tuffit in der dicken Tonschieferschichten. Die Yanahara-Erzlagerstätte, die etwa 40 km nordöstlich von Okayama entfernt ist, besteht hauptsächlich aus vier grossen Erzkörpern und mehreren zugehörigen kleinen Erzlagern. Diese finden sich nur im unterpermischen rhyolitischen Tuffit. In den letzten Jahren beträgt die monatliche Förderung des Schwefelkies hier 50,000 t.

Die Haupterzlager (Nr. I, II, III, und das untere Erzlager) liegen am zentralen Teil. Am westlichen Rand von Süden nach Norden liegen die Erzlager von Shimo-Yanahara, Kyū-Hisagi, Hisagi, Hidashiro und Shimotani nebeneinander, und am östlichen Rand von Süden nach Norden reihen sich Hinotani-, Yasumiishi-, Hoden- und Kanabori-Erzlager.

1. Haupterzkörper: Der Massstab des Haupterzkörpers ist etwa 450 m (Streiche) \times 80~100 m (Mächtigkeit) \times 1,700 m (Fallrichtung), und jeder Erzkörper tritt als linsenförmige oder unregelmässige Spindel auf. Ihre Längsachse ist über 1,700 m und ihre Mächtigkeit beträgt 80 m bis 100 m.

2. Die Erzkörper am Westrand: Diese Erzkörper sind linsenförmig. Der Massstab ist etwa 30~120 m \times 20~50 m \times 10~30 m. Das Shimo-Yanahara-Erzlager liegt im konkaven Becken der rhyolitischen Schichten. Das Hisagi-Erzlager liegt in der nördwestlichen Seite des Konvexen Körpers von Metadiabasmasse zwischen dem Shimo-Yanahara- und dem Hisagi-Erzlager. Das Hidashiro-Erzlager liegt nördlich vom Hisagi-Erzlager und tritt in der rhyolitischen Tuffitschicht auf. Die jetzige Gestalt dieser Erzkörper wurde durch die verkehrte Faltenstruktur der umgebenden Gesteinsschicht kontrolliert, und die Fallrichtung der Achsen ihrer Falten zeigt ungefähr NS-N 10° W.

3. Die Erzkörper am Ostrand: Diese liegen in derjenigen rhyolitischen Tuffitschicht, und die Erze des Höden-Erzlagers wurde durch Kontaktmetamorphose von Quarzdiorit in Magnetitkies verändert. Diese sind jetzt unter der Pause.

Der grösste Teil der Yanahara-Erzlagerstätte, d.h. über 95% der Erze, besteht aus Schwefelkies. Die Erze verteilen sich in zwei Typen: eine ist der massige Typ und andere ist der vermischte Typ. Der erstere besteht hauptsächlich aus rauhem und feinem Schwefelkies, während der letztere Typ aus Schwefelkies mit Quarz und zum Teil Schwerspat zusammengesetzt ist. Der vermischte Typ

tritt in dem östlichen Rand des Haupterzkörpers auf, und im quarzreichen Teil sieht man oft vielen Druckschattenbildung von Quarz, die am Rande der auf der Schichtung liegenden Schwefelkieskristalle auftritt. Im vermischten Typ des Hidashiro-Erzlagers befindet sich geschichtete Teile, die aus der Wechsellagerung der Bänderungen von Schwefelkies und von Tonschiefer zusammengesetzt sind. In diesen Teilen, von Liegenden zum Hangenden, sieht man die Knorren von Schwefelkies (Durchschnitt etwa 0.5~4 cm), die Erscheinungen ähnlich wie rhythmische Sedimentation und auch den Mangel des grössern Korns (graded bedding?).

Aus den erwähnten Tatsachen lassen sich die folgende Schlüsse folgern: die Erzminerale des Kieslagers vom Besshi-Typ bestehen hauptsächlich aus Schwefelkies, und beide werden durch die in Beziehung auf Faltung der Sangun-Metamorphose und die submarinen Vulkanismen stehenden Elemente beeinflusst. In karbonischen Kieslagern entwickelt sich die S_2 -Ebene (Transversalschieferungsebene) bemerkenswert, die zur Schieferungsebene (S_1 -Ebene) steil verkehrt ist. Die S_2 -Ebene schneidet die Erzstreichen entlang der Schieferungsebene und auch die umgebenden Nebengesteine. In mehreren Erzkörpern sind die Schwefelkiesmassen zerbrochen. In Dünnschliffen dieses Teils kann man Druckschattenbildung von Quarz häufig beobachten. Auch in den Schwefelkies vom Yanahara-Erzlager ist die gleiche Erscheinung zu beobachten. Im Hidashiro- und im unteren Erzlager des Haupterzlagers stellenweise kann man die Kolloformenstrukturen makroskopisch oder mikroskopisch beobachten.

Daraus lässt sich sagen, dass der Kieslager vom Besshi-Typ bei der Bildungszeit der S_1 -Ebene schon existierte und die Kataklase bei der Entstehung der S_2 -Ebene erlitt, und dass der Kieslager vom Besshi-Typ auf basischen oder intermediären Vulkanismus bei der geosynklinalen Zeit eine enge Beziehung hat, während der Kieslager vom Yanahara-Typ sich mit dem rhyolitischen submarinen Vulkanismus bezieht. Der Kieslager vom Kawayama-Typ wurde durch die begleitende Scherungszone beeinflusst. Der Magnetkies zeigt die lamellare Zwillingsstruktur, die zu dieser Ebenenstruktur parallel sind. Daraus scheint es möglich dass der Kieslager des Kawayama-Typ in der letzten Stufe der Sangun-Metamorphose ausgebildet war.

VII. SCHLUSSFOLGERUNG

Wie oben erwähnt habe ich über die stratigraphische, petrographische, strukturelle und erzlagerkundliche Tatsachen der oberpaläozoischen Schichten geschrieben, aber die Untersuchungen sind noch auf dem Weg und die Daten sind nicht ausreichend.

Die schon erklärten Tatsachen lassen sich wie folgt zusammenfassen.

A. Die Stratigraphie der oberpaläozoischen Schichten wird durch drei Zyklen des submarinen Vulkanismus charakterisiert. Die untere basische Serie ist aus

dicken Wechsellagerungen von basischen bis intermediären Tuffiten mit dünnen rhyolitischen Tuffiteinschaltungen zusammengesetzt. Die mittlere basische Serie besteht aus basischer bis intermediärer Eruptivfolge. Die obere saure Serie besteht aus rhyolitischer Eruptivfolge. Auf Grund der hier erläuterten Zyklen des submarinen Vulkanismus lässt sich das obere Paläozoikum dieser Gegend in vier Schichten unterteilen: d.h. die untere basische Serie (unterkarbonische Eruptivfolge) gehört zu den unteren Schichten, die mittlere basische Serie (oberkarbonische Eruptivfolge) zu den mittleren Schichten, und die obere Serie (unterpermische rhyolitische Eruptivfolge) zu den oberen Schichten, während die untersten Schichten zum grössten Teil aus Tonschiefern bestehen und keine Eruptiveinschaltung begleiten.

B. Das obere Paläozoikum können in zwei Fazien von kalkreichlichen und nicht-kalkreichlichen Sedimenten gegliedert werden. Aus vielen Fossilien lässt sich folgern, dass eine Schicht in der nicht-kalkreichlichen Fazies zu einer gewissen Schicht in der kalkreichlichen Fazies gleichzeitig-heteropisch ist.

C. Der grösste Teil der untersten bis mittleren Schichten wurden durch die Sangun-Metamorphose in die kristallinen Schiefer von niedrigerem Grad umgewandelt, aber das Verhältnis zwischen der metamorphen Zone und der nichtmetamorphen Zone ist im wesentlichen allmählich, und die Grenzlinie zwischen den beiden Zonen mit der Streiche der Schichten schräg.

D. Die geologische Struktur des oberen Paläozoikums sind aus der Wiederholung des Sattels und der Mulde zusammengesetzt.

Zwei Richtungen der linearen Streckung zeigen gerade die das Atetsu-Kalkplateau umgebende Form. Die Richtungen der linearen Streckung im ganzen Gebiet sind Y-förmig, und in der Mittelzone kann man die Kreuzungserscheinungen der Striemung der linearen Streckungen beobachten.

Die Beziehungen zwischen der Kalksteinmassen und der nicht-metamorphen Gesteinen sind konkordant, und man kann keine Überschiebung ausser einigen Ausnahme beobachten.

E. Die sogenannte „Yakuno-Intrusivgesteine“ treten mit der Struktur des oberen Paläozoikums harmonisch auf. Über die Platznahme dieser Gesteinsserie lassen sich die Schlüsse ziehen, dass ihre Platznahme mit dem letzten Stadium der Sangun-Metamorphose synkinematisch dragen.

F. Innerhalb der karbonischen und permischen Schichten dieser Gegend treten verschiedenartige Kieslagerstätten auf, bei denen wir drei deutlich unterscheidbare Typen nach stratigraphischen Stellung und auch nachdem Erzmineralbestande feststellen können: d.h. i) das metamorphe Kieslager vom Besshi-Typ, das von der Sangun-Metamorphose beeinflusst wurde und die Beziehungen auf dem basische bis intermediäre, submarine Vulkanismus hat, ii) das nicht-metamorphe Kieslager vom Yanahara-Typ, das in Beziehung auf dem rhyolitische, submarine Vulkanismus steht, und iii) das synkinematische Kieslager vom Kawayama-Typ, das durch viele Elemente der Ebenenstruktur beeinflusst wird. Überdies kann man die Zerknitter-

ungslamellen von Magnetkies mikroskopisch beobachten. Das Erzlager dieser Art wurde in der letzten Stufe der Sangun-Metamorphose synkinematisch gebildet.

VIII. SCHRIFTEN

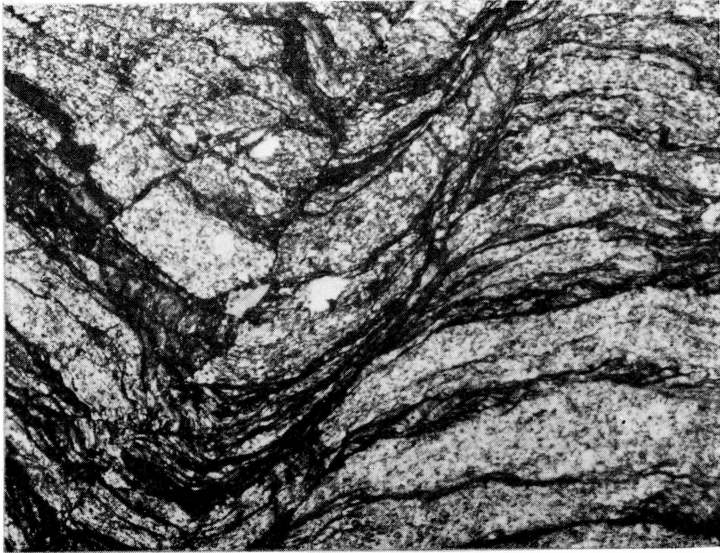
- AKAGI, K. (1927): 1/75,000 Geological map of Fuchu (in Japanese).
- ARAI, T. (1961): On studies of geology and ore deposit of the Yanahara ore deposit, Okayama Prefecture (in Japanese).
- DISLER, J. (1953): Die Kupferkieslagerstätte von Outokumpu, Finland. *Bull. Comm. géol de Finland*, (161), 1-110
- HIGASHIMOTO, S. (1960): Pyritic ore deposit of the Yanahara district, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C*. (1). 25-68
- HORIKOSHI, E. (1958): Occurrence of barite and anhydrite in some cupriferous iron sulphide deposits (in Japanese). *Min. Geol. Japan*, 8, (32), 328-334
- IGI, S. (1959): So-called "Yakuno intrusive rocks" in Maizuru district, Japan (in Japanese). *Bull. Geol. Surv. Japan*, 10. (12). 17-25
- IMAI, H. (1959): Genesis of cupriferous pyrite deposits and bedded manganese deposits in Japan (in Japanese). *Min. Geol. Japan*, 9, (33). 1-18
- IMAMURA, S. (1958): On the limestone systems in Okayama Prefecture (in Japanese). *Min. Report, Okayama Pref.* 11
- KAWAI, M. (1957): On the crustal movements of Late Mesozoic in the Chūgoku mountainland, the Inner Side of Southwestern Japan (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 63. (740). 289-299
- KONISHI, K. (1952): Permian microfossils in the Dōdo conglomerate of the Yasuba-type. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. s. 5
- (1954): Oniana-thrust—The relation between the Sangun metamorphic rocks and the nonmetamorphic Palaeozoic beds (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 60. (706), 312
- KOJIMA, G. SASAKI, D. (1950): Geology of the Kawayama mining district (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 56. (652). 1-6
- KOJIMA, G. (1953): Contribution to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of Chūgoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C (Geol.)* 1. (3). 17-46
- KRAUME, E. (1960): Erzvorkommen in der tektonisch hangenden Schichten der Rammelsberger Erzlager bei Goslar. *N. Jb. Miner. Abh.* 94. *Festband Ramdohr.* 474-494
- MAUCHER, A. (1960): Die Kieserze von Keltaş, ein Beispiel submariner Gleitfalten in exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. *N. Jb. Miner. Abh.* 94. *Festband Ramdohr.* 495-505
- MITSUNO, C. (1953): On the geology and the ore-deposit of the Tsuboi mining district, with special reference to the crystalline schists and the morphology of ore deposit (in Japanese). *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C. (Geol.)* (2). 45-59
- (1959): Outline of the Sangun metamorphic zone of the eastern Chūgoku district (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 65. (761). 49-65
- (1960): The Type of Kieslager in the Sangun metamorphic zone of eastern Chūgoku (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 66. (775). 212-228
- MIYAKAWA, K. (1961): General consideration on the Sangun metamorphic rocks on the basis of their petrographical features observed in the Sanin Province, Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.* 9. (2). 345-393
- (1961): Sangun metamorphic rocks in the Wakasa area, Tottori Prefecture (Preliminary Report) (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, 67. (793). 549-560
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrology*, 2. (3). 227-313
- NAKANO, M. (1952): Geology of Kyowa-mura District, Shitsuki-gun, Okayama Prefecture, with

Special Reference to the Recent Informations on the Palaeozoic and Mesozoic (in Japanese). *Geol. Rept. Hiroshima Univ.* (2), 15~30.

- NAKAZAWA, K., SHIKI, T. & SHIMIZU, D. (1954): Palaeozoic and Mesozoic formation in the vicinity of Fukumoto, Okayama Pref.—A study on the stratigraphy and the geologic structure of the "Maizuru Zone" (part 1) (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **60**, (702). 97-105
- NOMURA, E. & HONDA, T. (1952): Structural features of the ore deposit of the Kawayama mine (in Japanese). *Min. Geol. Japan*, **2**, (3). 17-19
- OSHIMA, T. (1958): Geology and ore deposit of the Yanahara mine with reference to structural control (in Japanese). *Min. Geol. Japan*. **9**. (33). 1-18
- OKIMURA, Y. (1958): Biostratigraphical and palaeontological studies on the Endothyroid foraminifera from the Atetsu limestone plateau, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ. Ser. C. (Geol.)* **2**. (3). 253-264
- SADA, K. (1960): On the Upper Permian Fusulinid fauna in the Atetsu limestone Plateau, Okayama Prefecture (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **66**. (777). 410-425
- SATO, M. (1937): 1/75,000 Geological map of Takahashi
- SEKI, Y. & MITSUNO, C. (1961): Pumpellyite in Sangun metamorphic rocks of Okayama Prefecture (in Japanese). *Jour. Japanese Assoc. Miner., Petrol. Economic Geol.* **46**. (1). 26-27
- TERAOKA, Y. (1958): On the age of original rocks of the Sangun metamorphic rocks in the southern part of Nariwa (in Japanese). *Jour. Geol. Soc. Japan*, **64**. (748). 620-621
- VAHATARO, V. (1953): On the geology of the Outokumpu ore deposit in Finland. *Bull. Comm. géol. de Finland*, (64). 1-98
- WATANABE, T. (1957): Genesis of bedded manganese deposits and cupriferous pyrite deposits in Japan (in Japanese). *Min. Geol. Japan*, **7**. (24). 89-97
- YAMADA, S. (1952): 1/75,000 Geological map of Kuze

LABORATORY FOR EARTH SCIENCE, SCHOOL
OF SCIENCE, OKAYAMA UNIVERSITY

I

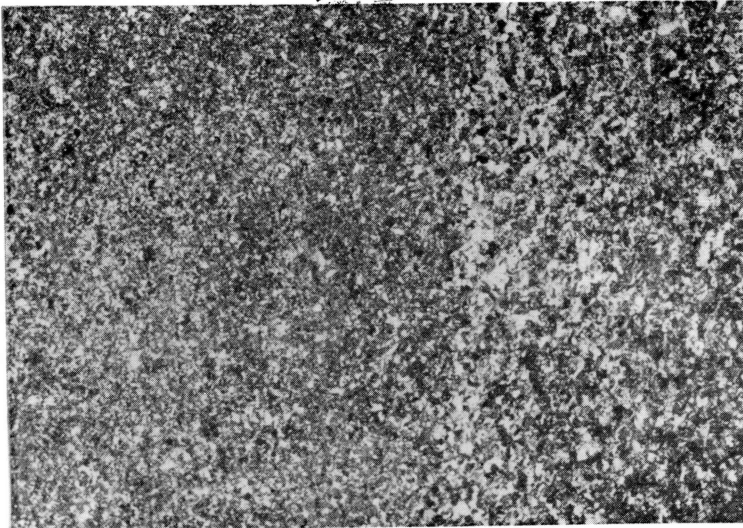


1 mm

Schwarzschiefer der unteren Schichten
— S₁-Ebene / S₂-Ebene
Tsuta

A

II

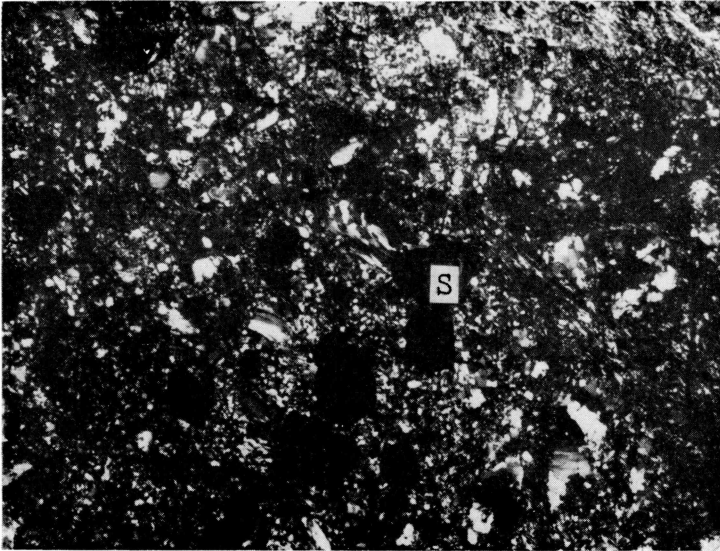


1 mm

B

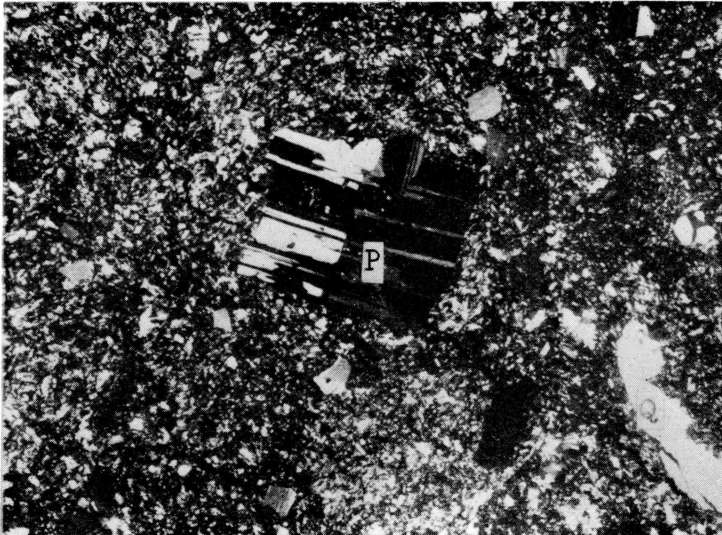
Aschentuffit der oberen saueren Serie
rechts: etwa rauhig links: feinkörnig A-B: Schichtungsebene
Kichigahara, südlich vom Yanahara-Erzlager

III



Kristalltuffit der oberen saueren Serie, mit Schwefelkies
S: Schwefelkies mit der Druckschattenbildungen
von Quarz
↘ Schichtungsebene
18. Sohle, Yanahara-Erzlager

IV



Rhyolitlava der oberen saueren Serie
Quarz- (Q) und Plagioklas- (P) Einsprenglinge in mikrokristalliner,
etwa umgewandelter Grundmasse.
Kose bei Hisagi-Erzlager

V



1
— mm

Metagranit der sogenannten „Yakuno-Intrusivgesteine“

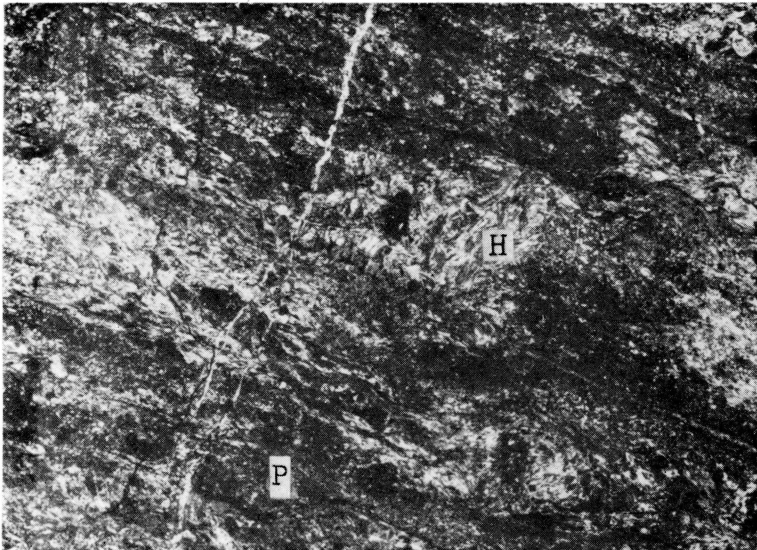
Q: Quarz wird durch die Kataklyse gepulverisiert und zeigt die undulierende Auslöschung.

P: Plagioklas wird durch Saussuritisierung in Saussurit und seine Zwillungsebene ist gebogen und zerbrochen.

O: Orthoklas

Östlich von Yamatono

VI



1
— mm

Gneisartiger Metagabbro der sogenannten „Yakuno-Intrusivgesteine“

H: Hornblende wird durch Aktinolitisierung in Aktinolit umgewandelt.

P: Plagioklas

Nördlich von Shimoasai