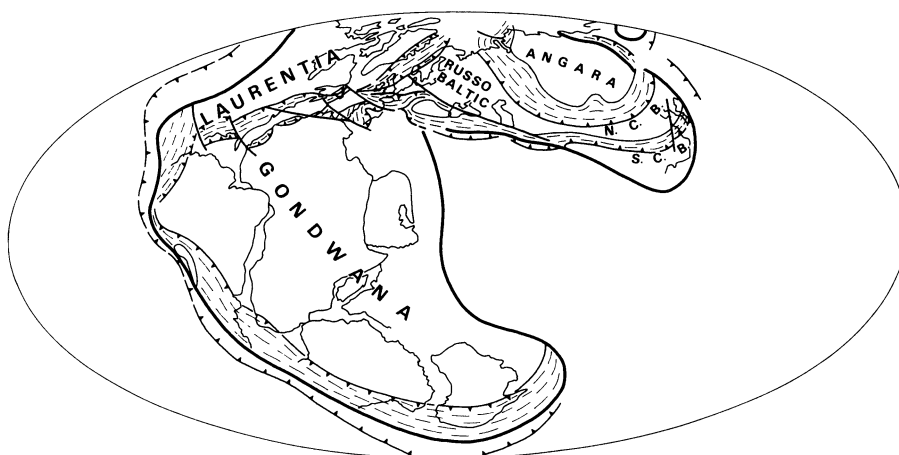


Der variszische Gebirgsgürtel – ein altes Kollisionsorogen

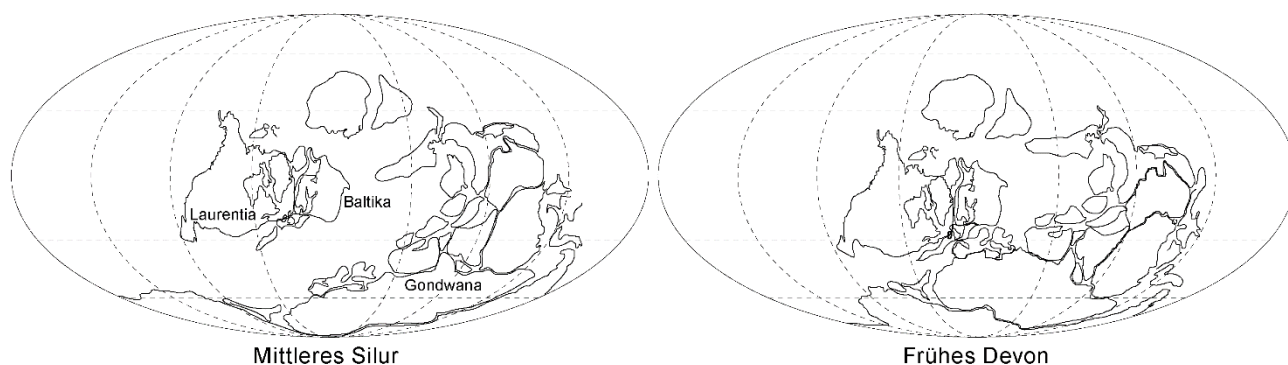
Eine Reihenfolge von paläozoischen orogenen Kollisionsereignissen (z.B. kaledonische, Appalachen-Variszische, Ouachita-, Ural-Kollision) markierte den Zusammenschluss des Superkontinents Pangäa. Der variszische Gebirgsgürtel erstreckt sich über ganz Europa und bedeckt praktisch die gleiche Fläche wie das moderne alpine Orogen. Es wurde von Suess nach einem legendären teutonischen Stamm im Nordosten Bayerns benannt. Als das nächst ältere Orogen (Gebirge) vor der alpinen Gebirgsbildung hat die variszische Gebirgsbildung grosse Teile der kontinentalen Kruste Europas während des späten Paläozoikums umgestaltet und zum Teil neu gebildet. Zusammen mit den Appalachen in Amerika, den Mauretaniden in Afrika, den Kaledoniden in Skandinavien und Schottland, dem Ural in Russland, dem Tien Shan in Asien und dem Lachlan Faltengürtel in Australien, ist der variszische Gebirgsgürtel ein Segment in einem Gebirgssystem, das sich während des Paläozoikums um die gesamte Erde erstreckte, ähnlich wie sich heute die alpinen Gebirgssysteme um den Globus verteilen.



Paläozoische Gürtel auf einer Permischen Kontinentansammlung
nach Matte (1991) *Tectonophysics* **196**, 309-337

Paläomagnetische Rekonstruktionen zeigen, dass der variszische Gürtel aus der Konvergenz und Kollision zwischen zwei kontinentalen Hauptmassen resultiert: im Nordwesten Laurussia, entstanden aus der Kollision zwischen Laurentia (Nord-Amerika) und Baltica (Skandinavien+Nord Europa+Russland) während der kaledonischen Orogenese, und im Südosten Gondwana. Verschiedene kleinere Kontinente wie Avalonia (von Neufundland bis Polen), Armorica in der Bretagne und das Barrandium in Böhmen wurden im Laufe der Zeit akkretioniert. Die Konvergenz führte zur Schliessung von mehreren ozeanischen Becken die zum Rheischen Ozean gehörten.

Plattenpositionen
nach Scotese & McKerrow (1990) *Geol. Soc. London Mem.* **12**, 1-21

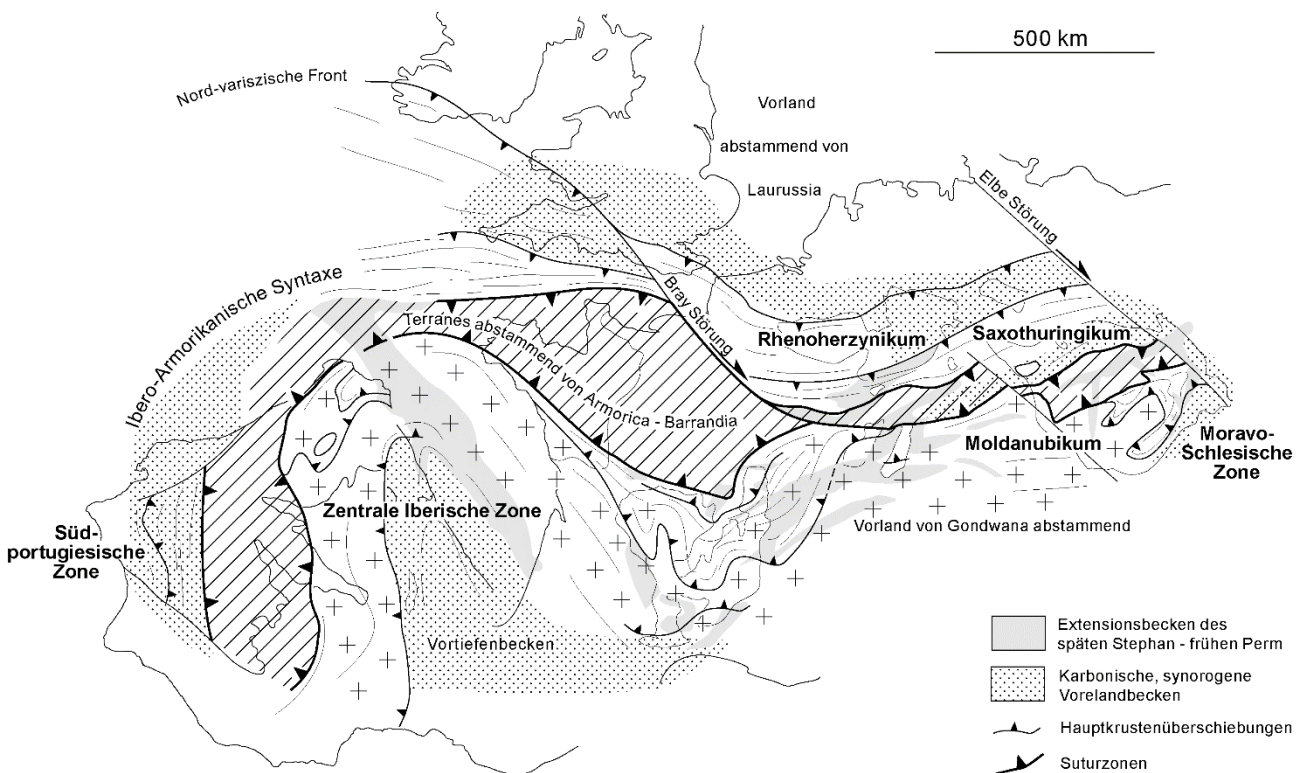


Die spät-orogene Geschichte zeigt grossräumige Blattverschiebungen über dem ganzen Orogen und post-Krustenverdickungs-Extension, die mit weitverbreiteten, Aluminium-reichen, anatektischen Graniten verbunden ist. Die spät-karbon bis -permische Bildung der Ural-Berge führte zur Zusammenlegung des kollidierten Gondwana+Laurussia mit Asien und bildete das permische Pangäa.

Die Geologie des variszischen Gürtels ist ohnehin kompliziert, umso mehr, da die Aufschlüsse in vielen unterschiedlichen Ländern mit unterschiedlichen Sprachen und wissenschaftlichen Ansätzen auftreten. Jedoch dokumentieren sedimentologische, strukturelle und petrologische Informationen ein altes Orogen mit Elementen von plattentektonischen Zyklen wie kontinentale Rifts, Reste ozeanischer Lithosphären (Ophiolite), magmatische Bögen und Gürtel von metamorphen Hochdruckgesteinen, von denen einige unter Mantelbedingungen (Subduktion) begraben wurden bevor sie wieder an die Oberfläche aufgestiegen sind. Während die Menge der ozeanischen Lithosphäre, die durch Subduktion verloren geht, nur durch paläomagnetische Methoden eingeschätzt werden kann, erlauben geologische Studien die Deformation der kontinentalen Kruste zu rekonstruieren. Diese Vorlesung bezieht sich auf Beschreibungen aus Westeuropa.

Hauptaufschlüsse der westeuropäischen Varisziden

Die Hauptdiskordanz von klastischen Sedimenten in der Vortiefe und vereinzelt Becken zeigt, dass die variszischen Berge im späten Karbon bereits stark erodiert waren. Die Winkeldiskordanz zwischen dem variszischen Grundgebirge und der permischen bis känozoischen sedimentären Abdeckung ist ein Schlüsselmerkmal der Geologie Europas. Dieses Grundgebirge tritt in einer Anzahl von Aufschlüssen über Europa verteilt auf. Die Hauptaufschlüsse von West nach Ost sind: der Südwesten der Iberischen Halbinsel und Nordspanien, die Bretagne und die Britischen Inseln, das Zentralmassiv (Frankreich), die Vogesen und der Schwarzwald, NE Frankreich und Belgien (Ardennen), das Rheinische Schiefergebirge, das Norddeutsche Kohlebecken und das Böhmisches Massiv.



Die variszische Orogenese schuf das Grundgebirge welches heute innerhalb des alpin-mediterranen Gebirgsgürtels (einschliesslich der Inseln) aufgeschlossen ist. Die Atlas-Berge in Marokko und südliche Teile der Mauretaniden werden vermutet, die südlichen Aufschlüsse der europäischen Varisziden darzustellen.

Form des Gürtels; Hauptmerkmale

Trotz der meso- bis känozoischen Ozeanbildung (Öffnung der Bucht von Biskaya), Sedimentation der Deckschichten in grossen Becken (Paris, Aquitaine, Ebro) und Deformationen (Pyrenäen, Alpen, Karpaten), ist es möglich den prä-permischen, westlichen Teil des variszischen Gebirgsgürtels in Europa zu rekonstruieren. Zwei Hauptteile stellen zwei Hauptsuturzonen dar:

Die geologische Geschichte der verschiedenen Teile des europäischen variszischen Gürtels passt nicht gut zusammen. Es gibt zwei Hauptteile:

- (1) Das westliche variszische Orogen, das die Hauptinliers von Frankreich (Bretagne und Zentralmassiv) und der iberischen Halbinsel miteinschliesst, und
- (2) Das zentrale variszische Orogen (Ardennen, Rheinisches Massiv, Böhmisches Massiv).

Jedoch teilen beide Teile einige gemeinsame Merkmale, wie die Migration der tektonometamorphen Ereignisse, ausgehend von den inneren kristallinen Bereichen (400-380 Ma) bis zu den äusseren Becken (330-300 Ma), sowie Änderungen im Deformationsstil von tieferen (mit duktilen Überschiebungen und liegenden Falten) zu den höheren Einheiten (mit oberflächennahem Abscherhorizont, Deckschichttektonik und Falten- und Überschiebungsgürteln). Die Profile zeigen ein fächerförmiges Gebirge mit entgegengesetzter Vergenz zu beiden Seiten des Hinterlands. Das bedeutet, dass die axialen Kleinkontinente zusammengequetscht und während des Karbons sowohl nach Norden auf Laurussia, als auch nach Süden auf Gondwana überschoben wurden. Diese fächerförmige Geometrie deutet an, dass die zwei Suturzonen aus entgegengesetzt eintauchenden Subduktionszonen entstehen, nach Norden für die westlichen Varisziden, nach Süden für die zentralen Varisziden.

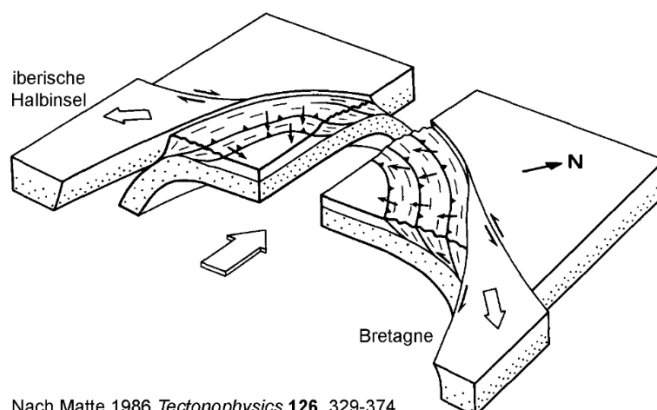
Syntaxen

Gondwana hat Laurussia eingedrückt, wobei es zur Bildung von **Syntaxen** (*syntaxes*) kam und hat dem europäischen variszischen Gürtel somit seinen modernen Aspekt verliehen: der variszische Gürtel ist ein langer Streifen deformierter Kruste, der verbogen wird:

- Im Westen, die fast 180° Ibero-Armoricanische Syntaxe, die in ihrer Grösse und Form mit den Alpen verglichen werden kann.
- Im Osten, die fast 90° Moravo-Schlesische Syntaxe.

Ibero-Armoricanische Syntaxe

Die tektonischen Rekonstruktionen basieren auf den gut bekannten Relativbewegungen zwischen der iberischen Halbinsel und dem stabilen Europa. Sie berücksichtigen auch den Zusammenhang der variszischen Strukturen sowie der Orientierungen der Strukturen unter der mesozoischen Deckschicht auf beiden Seiten der Bucht von Biskaya, welche aus Schwere- und magnetischen Messungen bekannt sind. Durch theoretisches Schliessen der Bucht von Biskaya kann Iberia in seine prä-mesozoische Position zurück rotiert werden und es wird ersichtlich, dass der variszische Gürtel einer nach innen enger werdenden Haarnadelbiegung folgt: die "Ibero-Armoricanische Syntaxe". Dieser markante, bogenförmige Umriss tritt in Nordspanien dort auf, wo das variszische Streichen um fast 180° im Kantabrischen Gebirge umbiegt.



Nach Matte 1986 *Tectonophysics* 126, 329-374

Moravo-Saxothuringische Syntaxe

Diese fast 90°-ige orogene Biegung ist weniger auffällig und ihr variszischer Ursprung steht offen. Es könnte ein Artefakt des NW-SE streichenden Elbe- und Tornquist-Teisseyre-Blattverschiebungssystems sein, das während der mesozoischen Tektonik reaktiviert wurde.

Geologische Zonen

Der variszische Gürtel, der diese beiden Syntaxen verbindet, hat eine sehr grosse Breite (teilweise bis zu 2000 km). Der variszische Gürtel wird in Zonen aufgeteilt, die eine geodynamische Bedeutung haben. Diese Zonen sind von Norden nach Süden:

- Das nord-variszische Vorland (auch subvariszische Vortiefe oder Subvariszikum), das mit früh-karbonischen Schelfsedimenten ("Kohlenkalk") und mächtigen spät-karbonischen klastischen Sedimenten und Kohle während der abschliessenden Stadien des variszischen Orogens aufgefüllt worden ist.
- Die Rhenoherynische Zone (das Rhenoherynikum) stellt den südlichen, passiven Kontinentalrand von Laurussia (manchmal auch Avalonia genannt) im Devon dar und wurde von karbonischen Turbiditen überlagert. Diese Zone kann in der südportugiesischen Zone weiterverfolgt werden, die spät-devonische bis früh-karbonische, vulkano-sedimentäre Becken und massive Sulfidablagerungen aufschliesst.
- Die Giesen und Lizard Ophiolite stellen einen mittel- bis spät-devonischen Ozeanboden dar, welcher auf das Rhenoherynikum obduziert wurde. Die Ophiolite kennzeichnen die Suture zwischen Laurussia im Norden und den Mikrokontinenten im Süden.
- Das Saxothuringikum schliesst Mikrokontinente (Armorica, Barrandium) mit ein, die während des Karbons an Laurussia angeschweisst wurden. Der Nordrand des Saxothuringikums enthält Reste magmatischer und metamorpher Gesteine, die im Hangenden einer Subduktionszone gebildet worden sind.
- Das nach Süden angrenzende Moldanubikum ist das eigentliche metamorphe Hinterland, welches vom Böhmischem Massiv bis nach Galizien auf der Iberischen Halbinsel verfolgt werden kann. Diese Zone enthält einige hochgradig tektonische Einheiten und eine Hauptsuturezone, die durch Hochdruckmetamorphose (Eklogite, Granulite und Blauschiefer), ophiolitische Fragmente, Mélanges und Mantelgesteine gekennzeichnet sind. Alle Abschnitte weisen grosse liegende Falten und duktile Überschiebungen auf, die hochgradig metamorphe Gesteine bis zu 200 km weit überschoben haben. Polyphase syntektonische Metamorphose zeigt sich mit einer frühen Hochdruckphase, zwischen 400 und 380 Ma (in Verbindung mit Subduktion?), und eine spätere Niederdruckphase mit lokaler Inversion der Isograden (350-330 Ma). Im Allgemeinen ist die metamorphe Geschichte im Laufe der Zeit durch abnehmende Drücke und steigende Temperaturen charakterisiert. Grosse Volumen granitischen Materials entstanden durch Aufschmelzen der kontinentalen Kruste, als diese Kruste dick war. Das Moldanubikum zeigt ebenfalls eine Änderung in seiner orogenen Polarität, da der nördliche Rand nach Norden und der südliche nach Süden transportiert wurden.
- Der südliche Falten- und Überschiebungsgürtel (Montagne Noire, Kantabrische Zone) ist gekennzeichnet durch fossilreiche kambrische bis karbonische Sequenzen, die entlang des nördlichen passiven Kontinentalrandes von Gondwana abgelagert wurden.

Winkeldiskordanzen und tektonische Phasen

Eines der klassischen Konzepte, das bei der Untersuchung der Orogene verwendet wird, ist jenes, dass eine Winkeldiskordanz zwischen einer gefalteten tieferen Abfolge und einer verhältnismässig undeformierten darüberliegenden Abfolge auf eine orogene Phase hindeutet, die in diesem entsprechenden Zeitabstand stattgefunden hat. Solch ein "Fall" wurde dann durch die biostratigraphischen Daten dieser unteren und oberen Abfolgen eingeklammert. Auf diese Art und

Weise wurden drei orogene Hauptphasen quer über den europäischen variszischen Gürtel definiert: die bretonische Phase, die asturische Phase und die sudetische Phase.

- Die bretonische Phase wurde in der Bretagne (Unterkarbon, ca. 345Ma) definiert und ist verantwortlich für die weitverbreitete Devon-Karbon Diskordanz nach einer bedeutenden Verkürzung in ganz Europa.
- Die sudetische Phase wurde in Polen (Oberkarbon, ca. 325 Ma) definiert. Sie kennzeichnet die Haupthebungsphase des orogenen Hinterlands.
- Die asturische Phase (oberstes Karbon, 290-295Ma) wurde in Spanien definiert, sie wurde durch die randlichen Falten- und Überschiebungsgürtel sowie durch weitere Deformation im Inneren verursacht.

Weitere Erkenntnisse über die orogene Geschichte beinhaltet die europaweite Korrelierung dieser Phasen. Aber bedeutet das Auftreten einer Winkeldiskordanz, dass es orogene Hauptphasen gab?

Es gibt mehrere Arten, wie sich Winkeldiskordanzen entwickeln können. Der klassische Modus beinhaltet eine Verkürzungsphase, die von Hebung, Erosion und erneuter Sedimentation gefolgt ist. Andererseits kann erhebliche Hebung durch Verkippung und Erosion auch während Extension zu Stande kommen. Es ist wichtig, zwischen Kompressions- und Extensionsmodi zu unterscheiden, da jeder in einer sehr unterschiedlichen tektonischen Schlussfolgerung resultiert. Es ist aber häufig schwierig, die Natur einiger Diskordanzen zu definieren und folglich bestehen unterschiedliche Auffassungen über ihre Deutung. Ein Beispiel ist die sardische Diskordanz in SW-Sardinien. Diese wurde von Stille in den zwanziger Jahren gefunden und benützt, um eine sardische orogene Phase im Ordovizium zu definieren. Jedoch könnte sie auch eine Phase der Block-Verkippung während einer langfristigen Extensionsphase darstellen (Bildung eines Kontinentalrandes auf Nord-Gondwana).

Geologische Platten

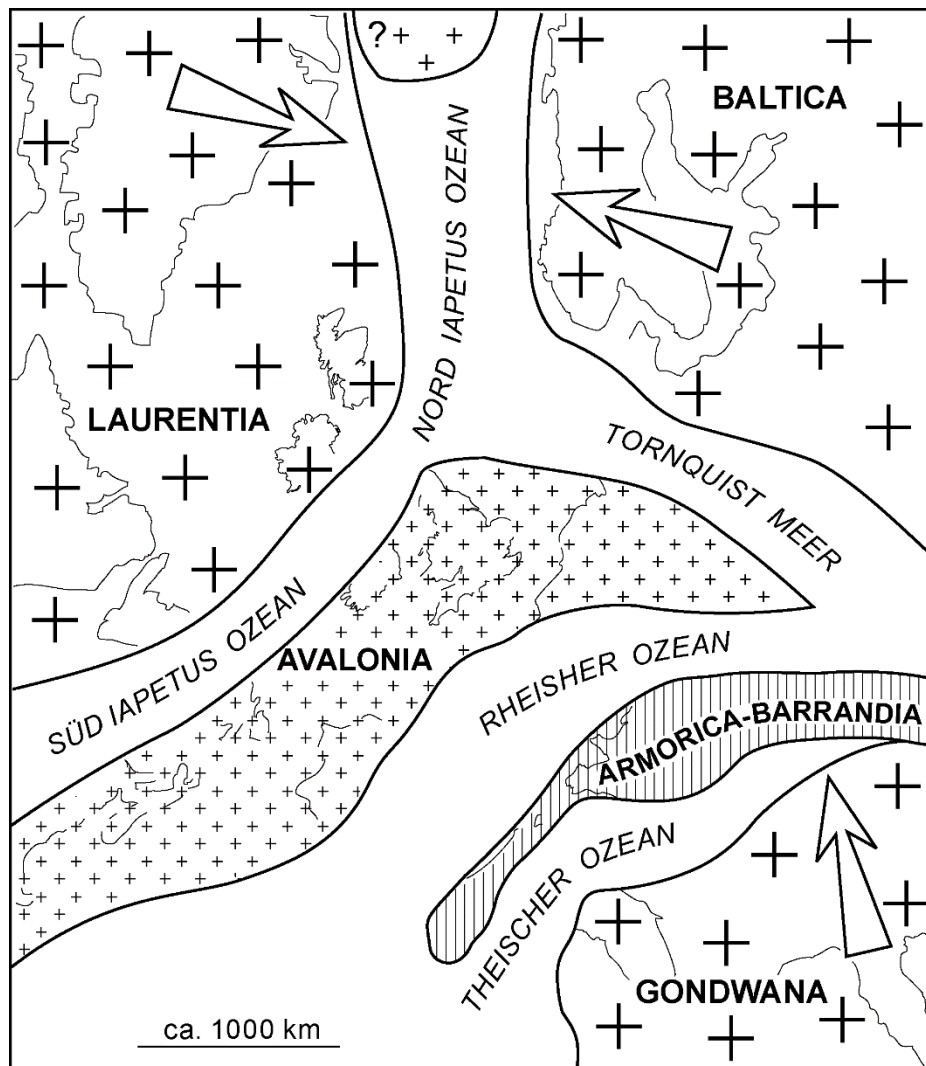
Strukturelle, petrologische, geochemische, geophysikalische und geochronologische Untersuchungen in den internen Kristallinonen offenbaren Vorhandensein ozeanischer Suturen in grossräumigen Überschiebungssystemen. Daher war bei der Bildung des Gürtels Plattentektonik aktiv mit darauffolgender Verschweissung des Gürtels:

Kontinentale Lithosphären

- Zwischen zwei ophiolithhaltigen Suturen befindet sich ein langes, schmales und kontinentales Rückgrat. Die dazwischen liegenden kontinentalen Fragmente sind Spanien, die Bretagne und Nordfrankreich, und Teile Deutschlands bis hin in die Gegend von Prag. Diese Kleinkontinente bestehen aus spätpräkambrischen Schiefer, z.B. dem sogenannten Barrandium, überlagert von einer typischen Abfolge von Quarziten aus dem frühen Ordovizium.
- Der nördliche Grosskontinent war Laurussia, ein Gebiet, das sich über Nord- und Nordosteuropa erstreckt,
- Der südliche Grosskontinent war Gondwana.

Ozeanische Lithosphären

- Der nördliche Ozean, mit dessen Schliessung sich der nördliche Zweig der Varisziden entwickelte, ist als Rheischer Ozean bekannt.
- Der südliche Ozean besitzt mehrere Namen und wartet noch auf eine ordentliche Taufe. Nennen wir ihn für diese Vorlesung einmal Proto-Tethys.



Kontinente und Ozeane im frühen Paläozoikum
Breite des Ozeans ist unbekannt

Paläomagnetische Information

Gegen Ende des späten Kambriums bis ins frühe Ordovizium bildete sich der Rheische Ozean durch das Abdriften von einigen randlichen Gondwana Terranen (z.B. Avalonia, Carolina) weg vom Nordrand Gondwanas. Paläomagnetische Daten begrenzen gut die Positionen und Bewegungsgeschichte der verschiedenen, vor-paläozoischen kontinentalen Hauptblöcke (Gondwana, Baltica, Laurentia, Avalonia, Armorica).

Öffnung und Umgebung der ozeanischen Becken

Im Kambrium grenzten Avalonia und Armorica an den Nordrand von Gondwana. Im frühen Ordovizium befand sich dieser Rand in höheren südlichen Breiten, während Baltica sich zwischen 30 und 60°S Breite befand, d.h. es stand in Bezug auf seine heutige Orientierung auf dem Kopf; Laurentia befand sich in äquatorialen Breiten.

Im späten Früh-Ordovizium (Tremadoc), driftete Avalonia weg von Gondwana nach Norden. Der Rheische Ozean begann sich zu öffnen. Avalonia verfolgte seine Nordwärtsdrift während des gesamten Ordoviziums wodurch die Tornquist See und der Iapetus Ozean, der Avalonia von Baltica und Laurentia trennte, allmählich geschlossen wurden. Armorica verfolgte eine ähnliche aber unabhängige Bewegung mit einer leicht späteren Abtrennung von Gondwana.

Im späten Ordovizium hatte sich Gondwana um 30° nach Norden verschoben und das nördliche Zentralafrika befand sich über dem Südpol. Baltica hatte seine heutige Orientierung gefunden, und sein nördlicher Rand befand sich am Äquator. Laurentia verblieb beidseits des Äquators und war von Baltica und Gondwana durch den Iapetus Ozean getrennt. Der Rheische Ozean trennte immer noch

Avalonia/Baltica von Armorica, welches sich auf mittleren bis niedrigen südlichen Paläobreiten befand.

Die Schliessung der Ozeane

Durch die Kollision von Avalonia mit Baltica kam es zur Schliessung der Tornquist See im späten Ordovizium und die engen „Polnischen Kaledoniden“ wurden gebildet.

Die Schliessung des Iapetus Ozeanes zwischen Baltica/Avalonia und Laurentia erfolgte im späten Devon, nachdem Laurussia auf äquatorialen Paläobreiten bis ans Ende der paläozoischen Ära verblieben ist. Die paläogeographische Position von Gondwana vom Silur bis ins späte Devon wird immer noch diskutiert, aber Armorica befand sich auf 20-30° südlicher Breite. Das impliziert eine graduelle Wanderung zum südlichen Rand von Baltica/Avalonia und weist auf die Schliessung des intervenierenden Rheischen Ozeans hin. Es bestehen zwei Modelle:

- Das konservative Modell involviert eine graduelle Nordwärtsbewegung vom nördlichen Gondwana durch das gesamte Paläozoikum, was letztendlich zur Schliessung des Ozeans führte, welcher das nördliche Afrika vom südlichen Europa im späten Karbon trennte.
- Das alternative Modell schlägt eine schnelle Nordwärtsdrift von Gondwana im Silur vor, gefolgt von einer schnellen Drift nach Süden im Devon.

Kollision

Der Rheische Ozean zwischen Avalonia und Armorica schloss sich im Anschluss daran, im späten mittleren Devon. Was Gondwana betrifft, bleibt das späte Devon eine umstrittene Zeitperiode. Zentralafrika befand sich über dem Südpol, was einen Ozean zwischen dem nördlichen Rand von Gondwana und Laurasia erfordert. Die Kollision von Gondwana mit Laurasia um den variszischen Gürtel und den Superkontinent Pangäa zu formen, erfolgte im späten Karbon.

Erosion

Während des Namur und des Westfal (ca. 325 bis ca. 305 Ma) fand eine rasche Erosion bis runter zu Leukograniten statt. Durch Verwerfungen begrenzte Kohlebecken Stefanischen Alters (ca. 305 - ca. 300 Ma) bedecken das variszische Grundgebirge. Im Wesentlichen sind klastische, fluvio-limnische Sedimente Zeuge von der progressiven Trockenheit des Klimas. Der überwiegend rhyolitische Vulkanismus könnte auf eine effiziente Dekompressionschmelze der Krustenwurzel hindeuten, während die überwiegend Blattverschiebungs-dominierte Tektonik eine reife Kollisionsstufe darstellt. Diese Phase steht im Gegensatz zur Extension, die unmittelbar nach der Diskordanz der früh-permischen (Autunium Europas) fluvio-limnischen Ablagerungen mit häufig bituminösen Schiefen begann. Die Karbon-Perm-Grenze markiert also die Veränderung des tektonischen Regimes, von der variszischen Kompression zu den ersten Andeutungen der Tethys-Öffnung.

Regionale Beschreibungen

Zuerst werden kurz die wichtigsten europäischen Teile des variszischen Gürtels beschrieben um Informationen, welche in tektonischen Modellen gebraucht werden, bereitzustellen, und wie diese Teile im grossen Massstab zusammenpassen könnten.

Iberische Halbinsel

Im Südwesten der Iberischen Halbinsel trennt eine reaktivierte Suture, die WSW-ESE streichende Coimbra-Cordoba Scherzone, zwei kontinentale Blöcke mit unterschiedlicher früh paläozoischer Entwicklung: der Nordblock im Kern der Ibero-Armoricanischen Syntaxe, ist gekennzeichnet von einer zum Kern hinführenden Vergenz, und der Südblock mit südwest-vergerten Falten und Decken.

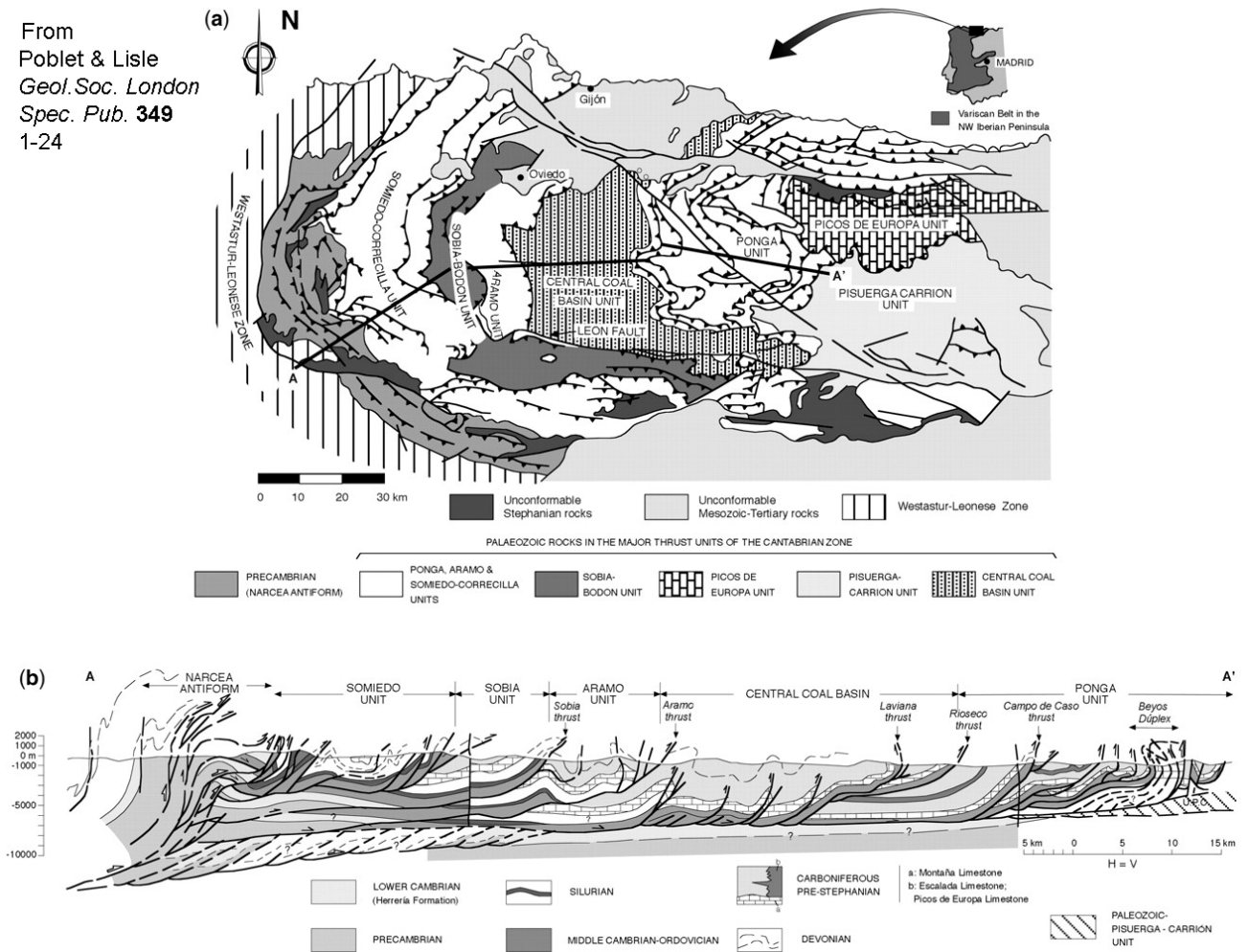
Der Nordblock: Gondwana Vorgebirge

Der Nordblock wurde in drei konzentrische Zonen unterteilt, vom Kern nach Aussen die Kantabrische, die Westasturisch-Leonesische und die Zentral Iberische Zone. Alle werden von späten Granitoid-Intrusionen aus dem Karbon durchschnitten. Die Intrusionen mit einem Alter von ca. 330 Ma stehen im Zusammenhang mit den Niederdruck-Aufwölbungen und den Abscherungssystemen.

Leukogranite krustaler Herkunft intrudierten vor ca. 300 Ma. Kontinentale Sedimente des Stefaniums liegen diskordant auf dem Orogen.

Kantabrische Zone: Das Vorland

Das Vorlandgebiet ist durch Deckschicht-Tektonik in einem Falten- und Überschiebungsgürtel aus dem späten Karbon, ohne Metamorphose, gekennzeichnet. Kambrische bis devonische Sedimente sind relativ dünne Flachmeerablagerungen eines passiven Kontinentalrands. Auf oberdevonische Erosion folgte Beckenvertiefung im frühen Karbon, wiederum gefolgt von synorogener Sedimentation, manchmal in Huckepack-Becken. Die Strukturen werden verkompliziert durch die enge bogenförmige Biegung im Kern der Ibero-Armorikanischen Syntaxe, die sich während der Deckschichttektonik entwickelte. Der wichtigste Abscherhorizont verläuft durch mittelkambrische Mergelschichten.



Westasturisch-Leonesische Zone: Der Schiefer-Faltengürtel

Das Vorland wurde überfahren von einer mächtigen Abfolge aus spät-präkambischen bis silurischen Schiefen. Diese liegen schuppenartig übereinander und sind verformt von grossen, zum Vorland hin überkippten Falten. Die Deformation fand während niedrig-gradiger Metamorphose im externen Teil statt, und erreichte im internen Teil des Gürtels Disthen-Sillimanit Zonen von mittleren Druckbereichen.

Zentral Iberische Zone

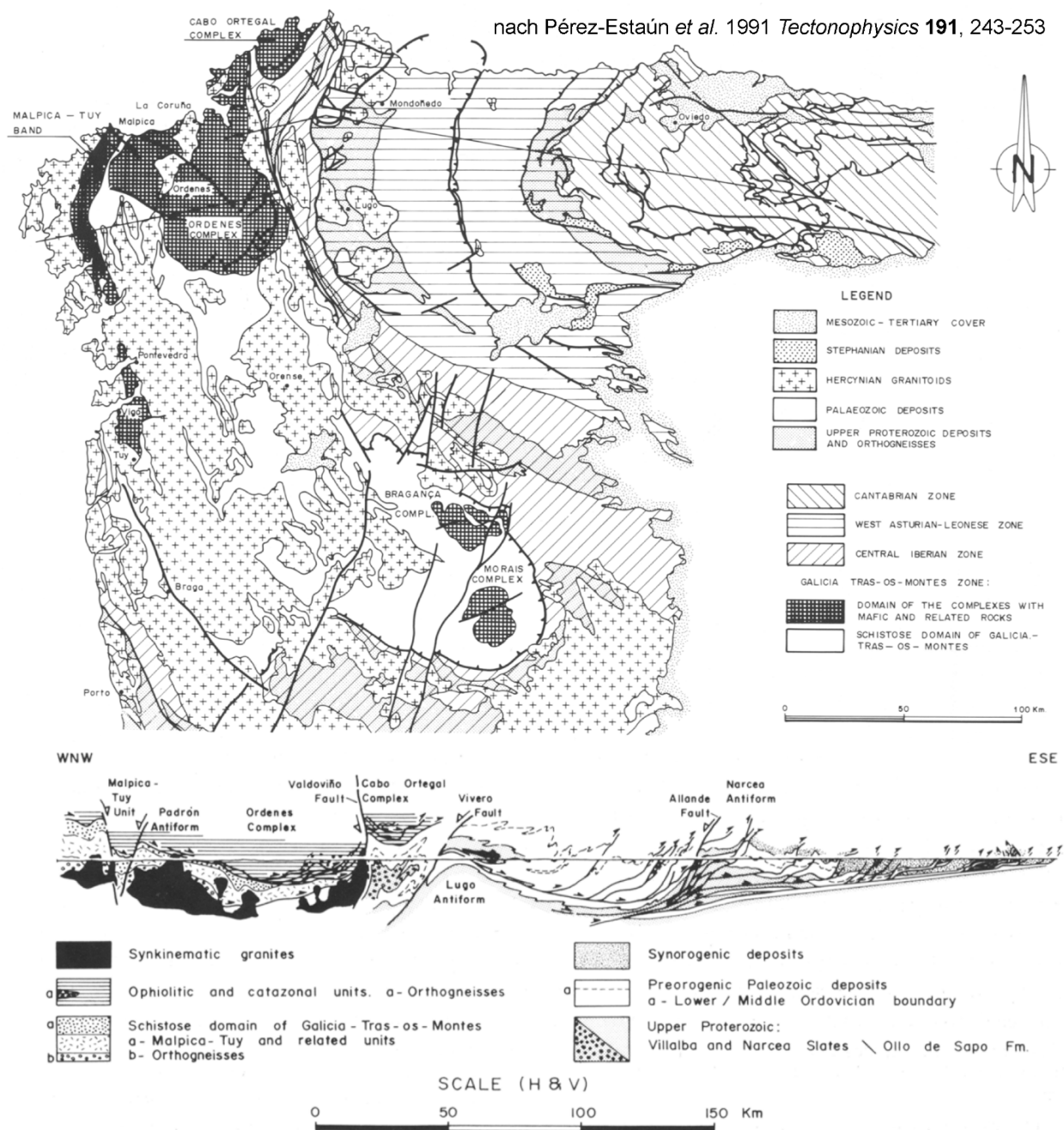
Die Zentral Iberische Zone beinhaltet proterozoisches Grundgebirge, das diskordant von epikontinentalen Sedimenten (Flachwasserkarbonate und terrigene Plattformfazies) aus dem Ordovizium-Devon überlagert wird. Im Anschluss daran finden sich Oberdevonische bis Unterkarbonische marine kohlenstoffhaltige Turbidite. Diese Sedimente stellen einen passiven

Kontinentalrand dar, wie syn-sedimentäre Abschiebungen (insbesondere im Ordovizium) demonstrieren.

Die Strukturen werden dominiert durch liegende Falten, die älter als das Unter-Karbon und der Ibero-Armoricanischen Syntaxe zugewandt sind. Aufrechte Falten mit einer schwachen Schieferung sind jünger als das Unter-Karbon und falten die liegenden Falten mit ihrer Achsenebenenschieferung. Einige Dome wurden mit Extensionsdetachments in Verbindung gebracht.

Wurzellose Klippen

Das Top des Nordblockes besteht aus „weither gereisten“ Klippen, die granulitfazielle und Eklogit führende Gesteine enthalten. Der Versatz erreicht mehrere Zehner km, und die Vergenz ist hauptsächlich zum Vorland hin. Die Klippen bestehen aus vier Haupteinheiten, von unten nach oben:



Die Klippen bestehen aus vier Haupteinheiten, von unten nach oben:

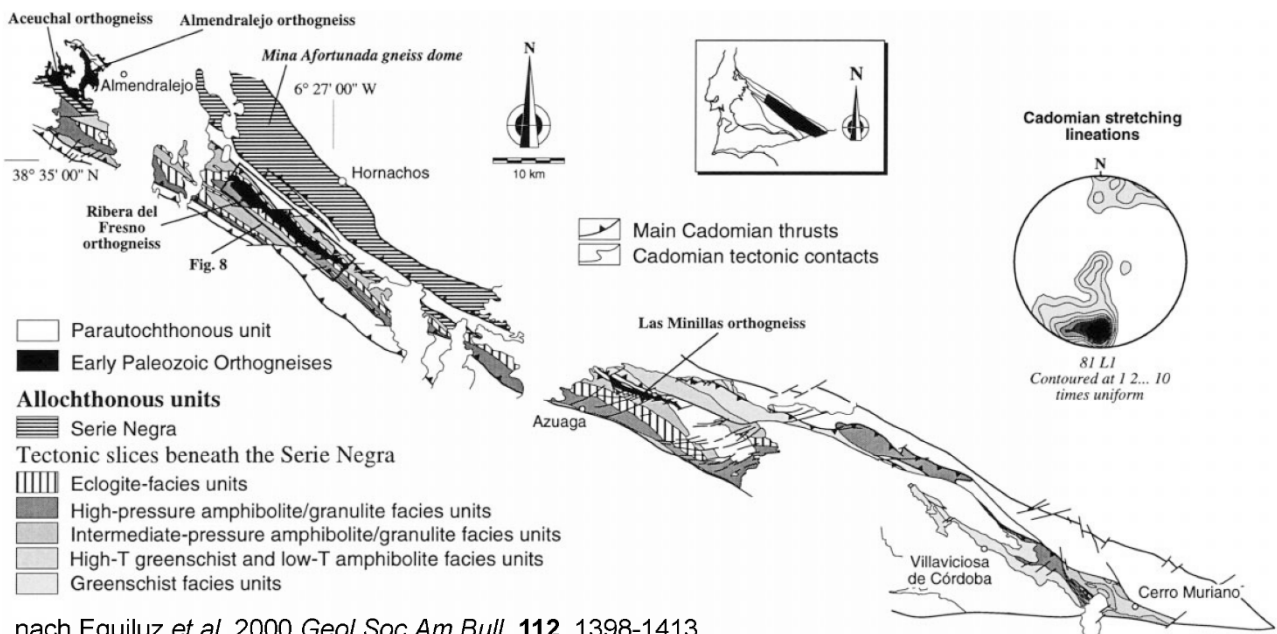
1. Die untere, allochthone Einheit (*Lower Allochthon Unit*) unterlag einer Blauschiefer-faziellen Metamorphose in Nordportugal und UHP/MT Eklogit-fazieller Metamorphose in Westgalizien.

2. Die dazwischen liegende, ophiolitische Einheit (*Ophiolitic Unit*) unterlag einer Grünschieferfaziellen Metamorphose in Westgalizien.
3. Die obere, allochthone Einheit (*Upper Allochthon Unit*) wird von verschiedenen, teils ozeanisch metamorph hochgradigen Gesteinen (Paragneisse, Eklogite mit MORB Zusammensetzung, mafische Granulite, Pyroxenite und Peridotite) gebildet.
4. Die „Ultra“ Einheit (*Ultra Unit*) wird von mächtigen Turbidit-ähnlichen Metasedimenten mit ober proterozoischem bis paläozoischem Alter gebildet. Diese Gesteine wurden von ordovizischen Graniten und Gabbros intrudiert. Sie unterlagen Grünschiefer-, Amphibolit-, und selten Granulit-fazieller Metamorphose.

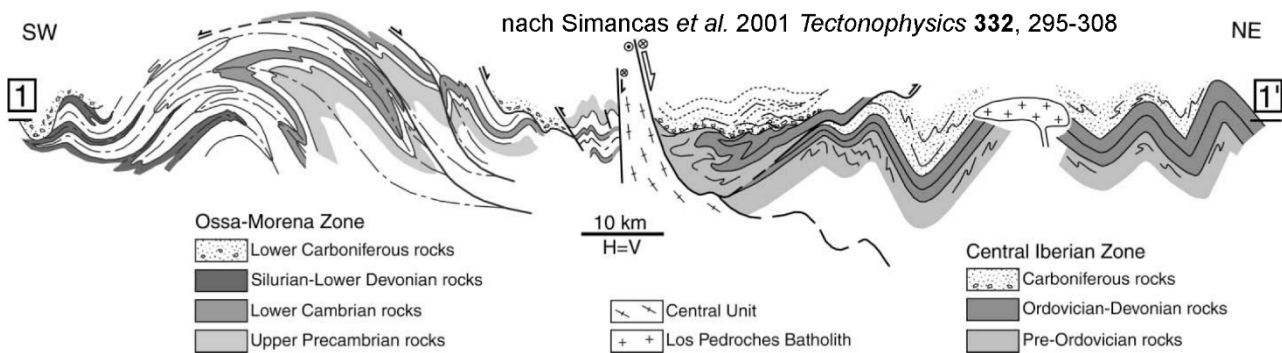
Der untere Kontakt zu den Klippen ist durch Meta-Ophiolite gekennzeichnet. Hochdruck Bedingungen sind auf ungefähr 400 Ma datiert.

Coimbra-Cordoba Scherzone: Die Sutur

Steile S-C-Strukturen mit horizontalen Lineationen und Zungenfalten beweisen die linkssinnige Bewegung der ca. 20km breiten Coimbra-Cordoba Scherzone. Abgeschnittene Lithologien enthalten pelagische Metasedimente, siliziumhaltige und basische vulkanische und magmatische Gesteine mit unterschiedlicher metamorpher Fazies und granitische Orthogneise, wobei die ältesten von denen ordovizischen alkalischen-peralkalischen Magmatismus repräsentieren. Hochdruck- und Eklogit-Metamorphose ist in Boudins erhalten.



nach Eguluz *et al.* 2000 *Geol. Soc. Am. Bull.* **112**, 1398-1413

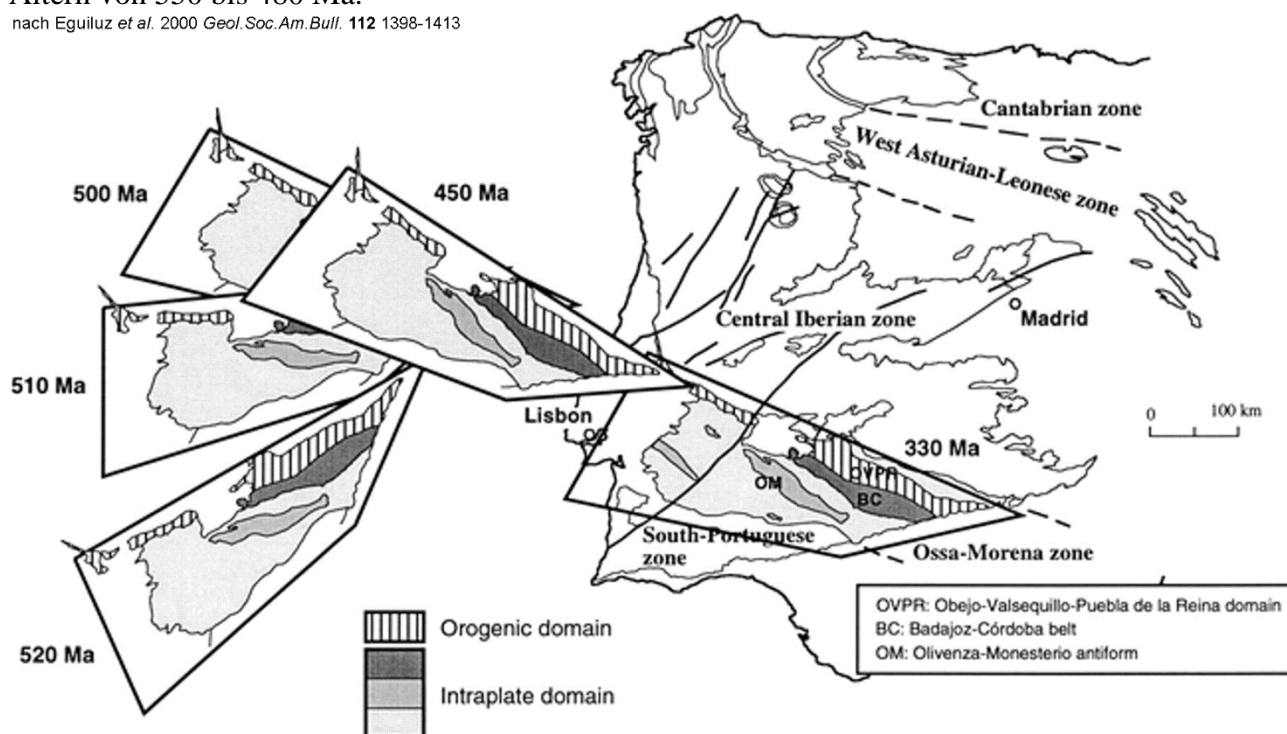


nach Simancas *et al.* 2001 *Tectonophysics* **332**, 295-308

Die Hauptscherung ist älter als das Unter-Karbon. Plattentektonische Interpretationen beinhalten eine versteckte Sutur, die nach der Kollision als linkssinnige Blattverschiebungszone auf der Seite eines steifen Stempels reaktiviert wurde. Diese Scherzone entspricht wahrscheinlich einem früh-

paläozoischen Meer oder einem Randbecken, da die meisten mafischen Gesteine eine Verteilung der Seltenen Erden ähnlich den ozeanischen Tholeiiten oder kalkalkalischen Gesteinen aufweisen, mit Altern von 550 bis 480 Ma.

nach Eguiluz et al. 2000 *Geol.Soc.Am.Bull.* 112 1398-1413

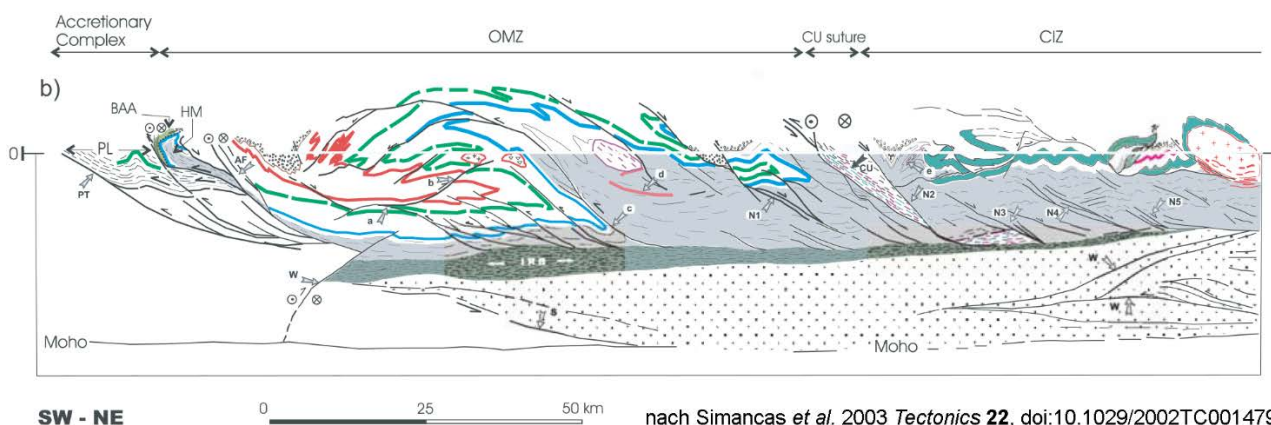


Der Südblock

Der Südblock wird in zwei Zonen aufgeteilt: Die Ossa-Morena Zone entlang der Coimbra-Cordoba Scherzone und die Südportugiesische Zone. Die NW-SO verlaufende Grenze zwischen diesen zwei Zonen wurde als linkssinnige Blattverschiebung reaktiviert. Einige Autoren glauben, dass diese Grenze eine Sutur ist, weil sie kalkalkalische (bogenbezogene) basische und ultrabasische Gesteine (Beja Einheit) miteinbezieht.

Ossa-Morena Zone: Passiver bis aktiver Rand Armoricas?

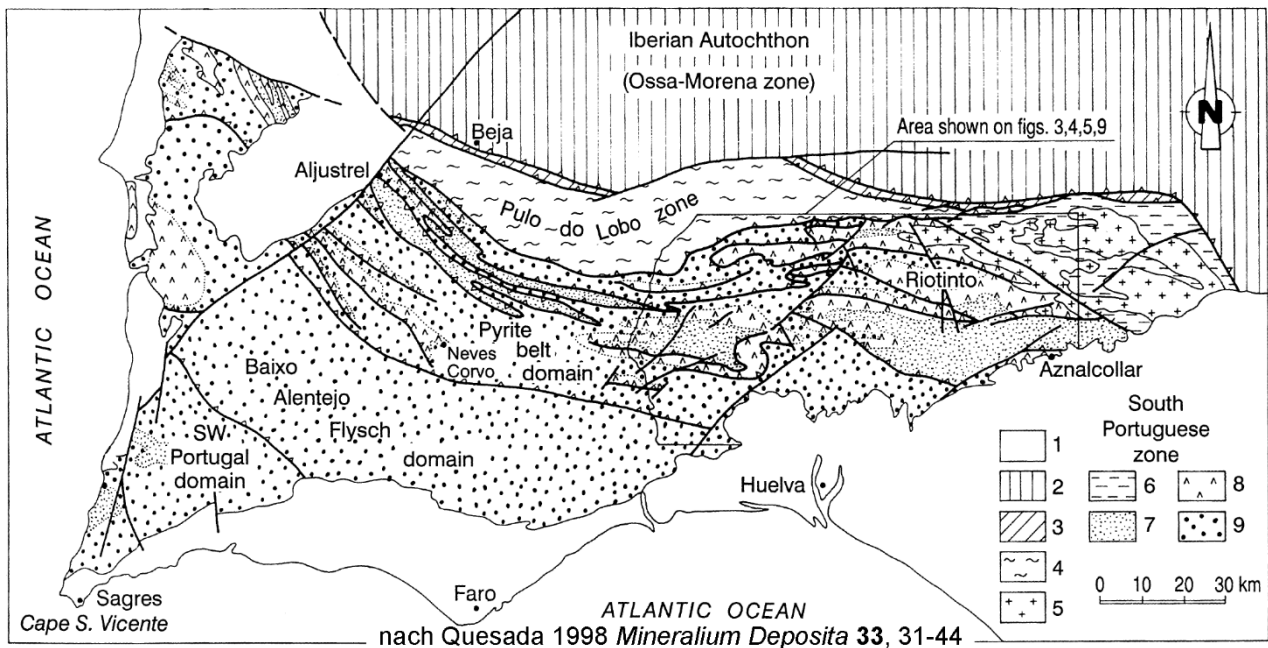
Die Ossa-Morena Zone umfasst ein neoproterozoisches Grundgebirge. Die diskordante, 1-2 km dicke, unterkambrische bis unterdevonische Bedeckung ist eine relativ vollständige, fossilreiche Sequenz von Grauwacken, Schiefen, Siltsteinen und Riffkalken. Präkambrische Gesteine sind durch schwarze Kieselschiefer gekennzeichnet, die von 550-500 Ma Granitoiden metamorphosiert und intrudiert wurden. Basische Vulkanite deuten auf kambrisches Rifting vor Ablagerung auf einen passiven Kontinentalrand.



Die Ossa-Morena Zone könnte ein Randbecken gewesen sein, was durch ozeanische Amphibolite (Beja-Acebuches Ophiolite) erklärt wird, die auf einen möglicherweise devonischen Akkretionskeil mit Schuppen von ozeanischen Metabasalten überschoben sind. Die variszische, spät-paläozoische Entwicklung ist die eines aktiven Randes mit grossen, zum Südwesten hin überkippten Falten.

Südportugiesische Zone: Avalonia?

In der Südportugiesischen Zone sind nur devonische und karbonische Sedimente aufgeschlossen. So ist ungewiss, ob dieser ozeanische Bereich dem frühen paläozoischen Rheischen Ozean angehört oder eine jüngere devonische Erscheinung ist. Wichtige bimodale vulkanische Ablagerungen (Stufe = Tournaisium), die die grössten Kupfererzkörper in Westeuropa enthalten, sind zeitliche Äquivalente von vulkanischen Gesteinen im Südwesten Englands und in der rhenohertzynischen Zone. Die Rhenohertzynische und dementsprechend auch die Avalonische Affinität zur Südportugiesischen Zone wird ebenfalls angedeutet durch die Ablagerung einer mächtigen Turbiditabfolge (Kulm Fazies). Diese Turbidite wurden während des Visé bis ins Westfal (entspricht dem mittleren Pennsylvanum) in einem Vorlandbecken abgelagert, mit einem Wechsel zu paralischen Bedingungen im Südwesten. Die Vergenz der Falten und der Überschiebungen in der Südportugiesischen Zone ist nach Südwesten. Die Deckschicht-Deformation erfolgte während des späten Karbons. Dementsprechend war die Südportugiesische Zone zuerst eine Vortiefe und später ein Akkretionskeilkomplex, insbesondere im nördlichen Teil.

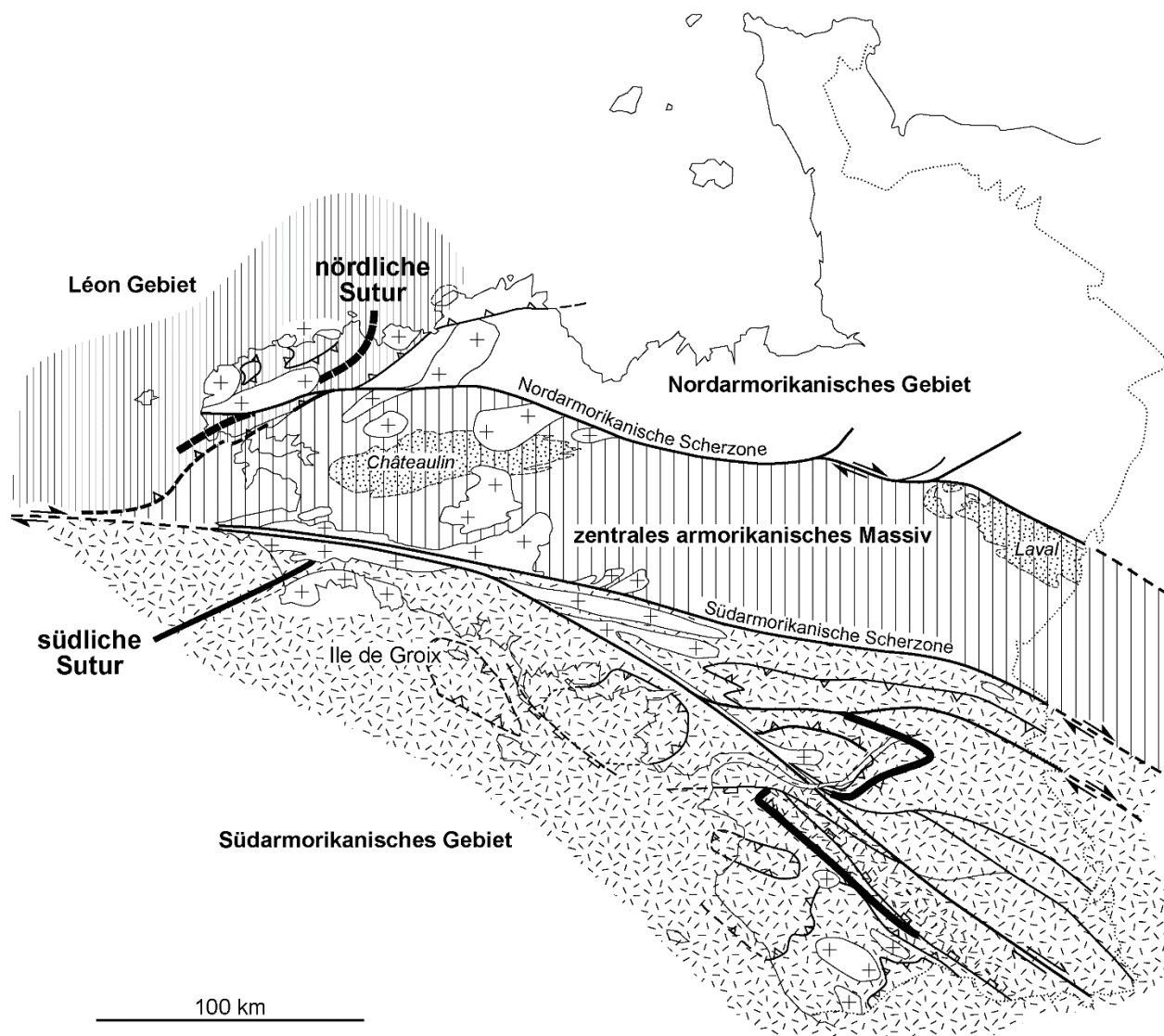


Bretagne - Ile de Groix

Die variszische Bretagne wird durch krustale Blattverschiebungstektonik und gleichzeitige 320-300 Ma alte Granitoide dominiert. Das armorikanische Massiv wird in drei Gebiete aufgeteilt. Diese werden durch zwei lange (Hunderte km) und einige Kilometer breite rechtssinnige Scherzonen (die nördliche und südliche armorikanische Scherzonen) voneinander getrennt.

Das zentrale armorikanische Massiv enthält die späten präkambrischen Brioverian Metasedimente, die durch die kambrische Cadomische Orogenese gefaltet wurden, vor der paläozoischen sedimentären Bedeckung. Die Metasedimente und ihre Bedeckung wurden zusammen während der Platznahme der Zweiglimmer-Granite vor 330 Ma verformt und metamorphisiert (niedriggradige Metamorphose). Im zentralen Bereich sind in den stefanischen Sedimenten Klasten von mylonitisierendem Granit zu finden. Die Sedimente des Stefans wurden in den Blattverschiebungsscherzonen verformt.

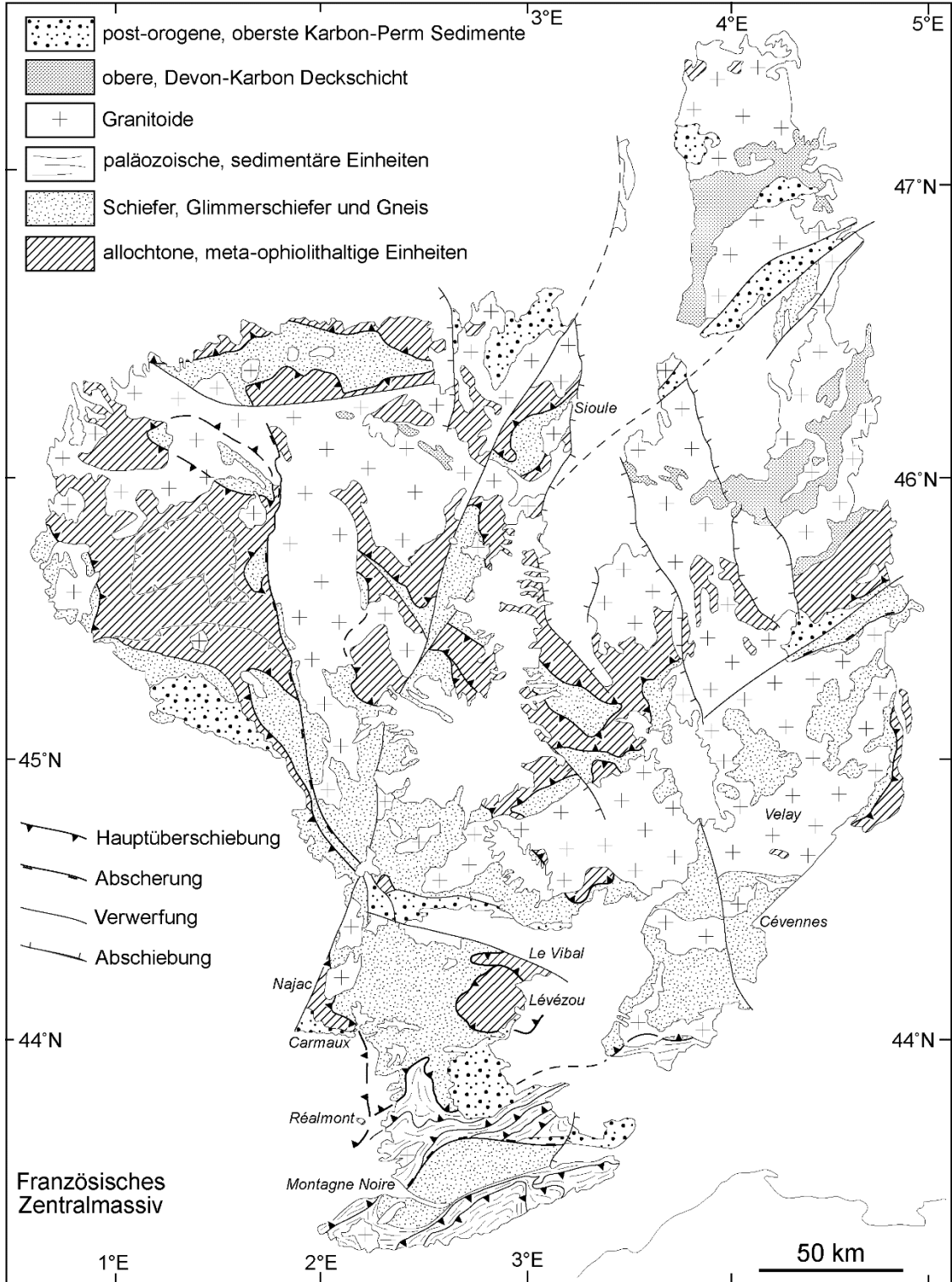
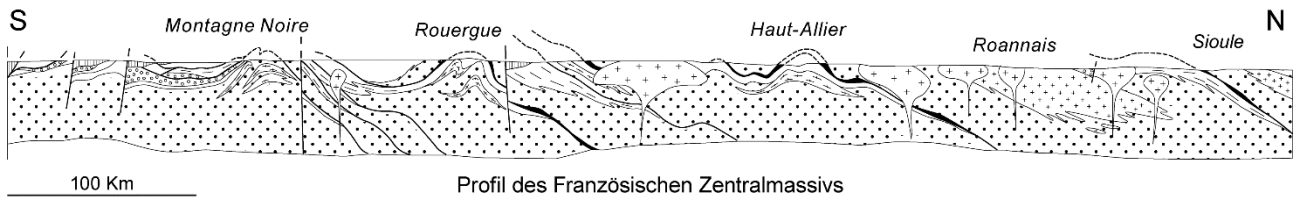
Der metamorphe Komplex der Südbretagne besteht hauptsächlich aus Graniten und mittel bis hochgradig metamorphen Schiefen und Gneisen. Anatektische Gesteine wurden auf ein Alter von ca. 380 Ma datiert.



Die Insel Groix ist vor allem wegen ihrer Blauschiefer-Gesteine bekannt. Sie treten innerhalb des Bogens auf und haben einige laterale Äquivalente in Spanien und im Süden der Bretagne (Vendée). Die glaukophanreichen Schiefer wurden im Silur, vor 400 bis 420 Ma rekristallisiert. Sie bilden eine der weit transportierten Klippen im Bogen.

Französisches Zentralmassiv

Das Französische Zentralmassiv stellt über einen Abstand von 400 km einen der komplettesten Profilschnitte der südlichen Flanke des variszischen Gürtels dar, von der Montagne Noire (Vorland) bis zum südlichen Rand des Pariser Beckens (Hinterland). Die Haupteinheiten werden durch bedeutende nach Süden verlaufende Überschiebungen getrennt, einige von diesen entsprechen möglichen ozeanischen Suturen.



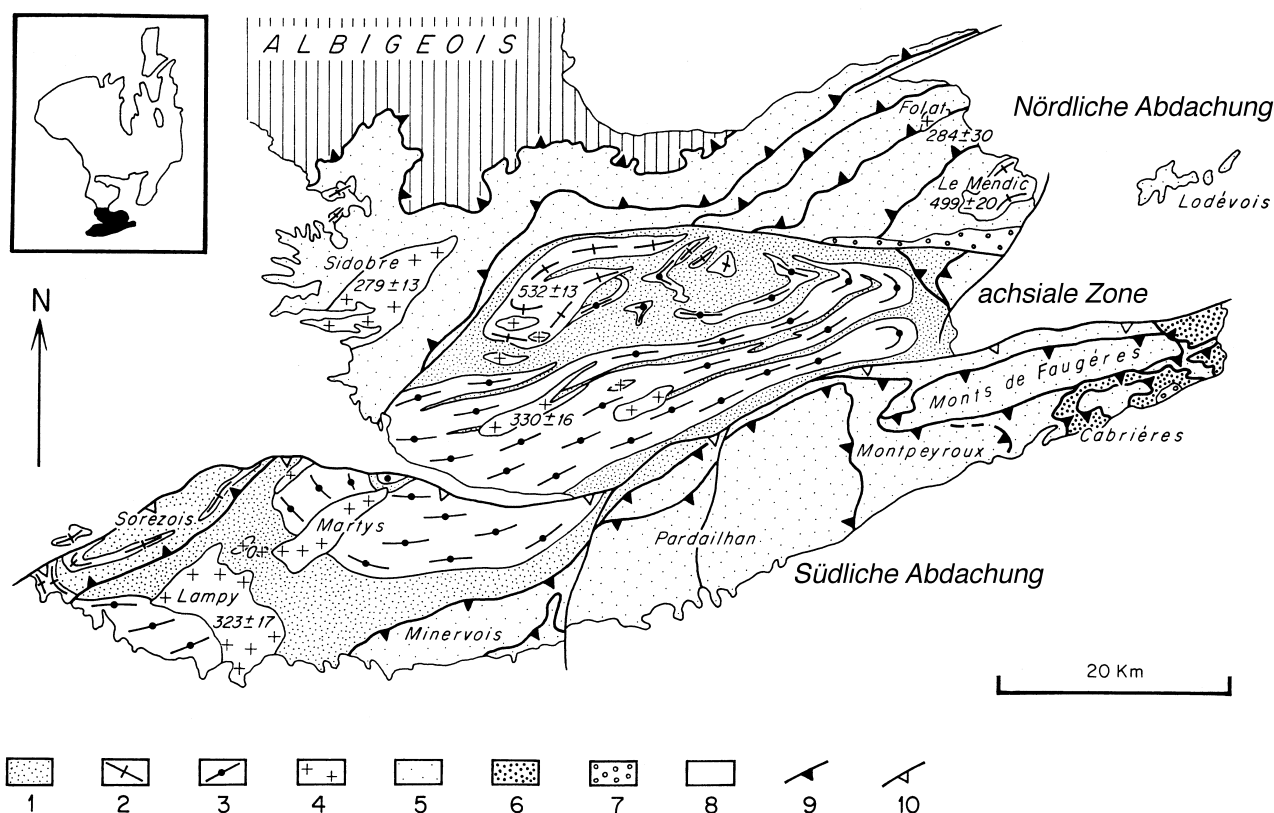
Vorland

Die Montagne Noire bildet den südlichsten Rand des Zentralmassivs und kann in drei Unterzonen gegliedert werden:

- die südliche Deckenregion, die aus niedriggradigen und nicht-metamorphen paläozoischen Einheiten zusammengesetzt ist.
- die axiale Gneiszone, die vorwiegend aus mittel- bis hochgradig spätpräkambrischen und frühpaläozoischen Einheiten besteht.
- die nördliche Zone mit niedriggradigen, spät-präkambriischen bis silurischen Gesteinen.

Das Mouthoumet Massiv, welches einen isolierten paläozoischen Aufschluss zwischen dem Zentralmassiv und den Pyrenäen bildet, gehört zur südlichen Zone.

Die tektonische und metamorphe Geschichte ist durch stratigraphische als auch durch radiochronologische Daten gut erfasst. Die wichtigsten tektono-metamorphen Ereignisse fanden zwischen dem mittleren und späten Karbon statt.



Lithostratigraphische Abfolge

Die ältesten Gesteine sind in der axialen Gneiszone aufgeschlossen, einer grossen gewölbten Antiform, die drei Hauptlithologien enthält:

- Glimmerschiefer und pelitische Gneise mit einigen Linsen von Kalksilikatgneisen und Amphiboliten repräsentieren die tiefste strukturelle Einheit die heutzutage aufgeschlossen ist. Lokal können auch kinzingitische Gneise und eklogitische Linsen auftreten. Diese Abfolge könnte aus dem späten Präkambrium sein.
- Feldspathaltiger Augengneis der 3 Haupttypen enthält:
 - Orthogneise mit alkalischer Zusammensetzung aus dem frühen Paläozoikum (530 Ma) intrudieren in eine präkambrische Abfolge mit lokal vorhandenen Kontaktaureolen.
 - Undatierte kalkalkalische Orthogneise.
 - Augengneise mit grossen isolierten K-Feldspaten die sich in einer dunklen biotitischen Matrix befinden. Diese Gesteine könnten metasomatische Gesteine repräsentieren, die sich an der Grenze zu den vorher beschriebenen Orthogneisen bildeten.

Um die „axiale Zone“ herum befindet sich ein Horizont von feinkörnigen feldspatreichen Gneisen, die rhyodazitische Metatuffite am Fusse der paläozoischen Abfolge repräsentieren könnten.

3. Die paläozoische autochthone Abfolge ist tektonisch auf weniger als 1000 m im zentralen Teil und am südlichen Ausläufer der axialen Zone, sowie unterhalb der Hauptüberschiebung der südlichen Decken ausgedünnt.
 - a. Eine pelitische Gesteinsabfolge beinhaltet einige Linsen von Marmor und Kalksilikat-Gneisen, die das frühe Kambrium bis frühe Ordovizium repräsentieren, da es zwischen feinkörnigen feldspathhaltigen Gneisen und überlagernden devonischen Marmoren auftritt.
 - b. Die devonische und karbonische Abfolge ist gekennzeichnet durch einen hohen Anteil an Fossilien und ist erhalten in den inversen Schenkeln von liegenden Falten die nach Süden überkippt sind.

Eine fossilreiche Abfolge vom unteren Kambrium bis ins mittlere Karbon tritt in den südlichen Decken auf.

* Das Kambrium, hauptsächlich aufgeschlossen in den Pardailhan und Minervois Decken und in der nördlichen Montagne Noire, umfasst drei Einheiten:

- die untere Einheit mit Sandsteinen, Schiefen und Kalksteinlinsen enthält die ältesten kambrischen Trilobiten.
- die mittlere Einheit umfasst 500 m mächtige Kalksteine und typisch violett-grüne Kalkschiefer. In der nördlichen Montagne Noire, werden die Ablagerungen aus dem Kambrium mehr und mehr pelitisch und die Kalksteine verschwinden von Süden nach Norden.
- die obere Einheit (2000 – 5000 m mächtig) ist eine quarzreiche turbiditische Abfolge.

* Das mittlere und späte Paläozoikum tritt nur in der südlichen Montagne Noire auf, in der oberen Montpeyroux und Monts de Faugères Decke, wo eine dicke (2000 m mächtige) monotone, fossilführende und turbiditische Abfolge mit einem früh ordovizischen Alter, lokal vom unteren Devon durch eine Winkeldiskordanz überlagert wird.

Über dieser Diskordanz befinden sich:

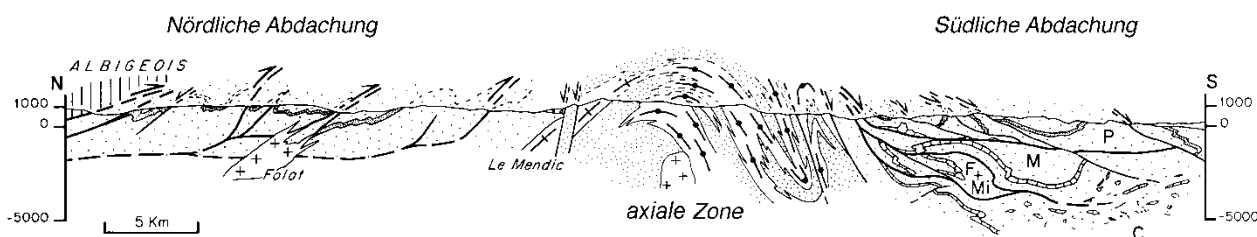
- eine Abfolge von devonischen Kalksteinen (100-500 m mächtig), deren oberer Teil (mit roten Knollen) typisch ist für den südlichen Trog des variszischen Gürtels;
- eine sehr dicke (bis zu 3000 m mächtige) Abfolge von früh-karbonischen Turbiditen (Kulm Fazies), die mit einem sehr markanten Schwarzschiefer-Horizont mit Phosphatknollen beginnt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die stratigraphische Geschichte des Vorlandgebietes die des nördlichen Randes von Gondwana ist, dessen Entwicklung kurzzeitig durch epirogenetische und extensive Bewegungen im späten Kambrium und Silur gestört und im Tournai unterbrochen wurde. Zwischen dem Visé und dem Stefanium fand keine Sedimentation statt, was die variszischen Deformationen anzeigen. Da die Sedimente mehr und mehr in nördlichen distalen Bereichen auftreten (mehr pelitisch, weniger karbonatisch) kann daraus geschlossen werden, dass der sedimentäre Abhang im Paläozoikum nach Norden neigte und dass der offene Ozean nördlich von diesem Gebiet befand.

Tektonik

Die südliche Montagne Noire ist eines der schönsten Beispiele für Faltendecken. Diese sind mit den Helvetischen Decken vergleichbar. Von Ost nach West und vom Liegenden ins Hangende gibt es einen Stapel von drei Decken:

- die Monts de Faugères Decke,
- die Montpeyroux Decke, und
- die Pardailhan Decke.



Jede dieser Decken kann in 2 bis 4 **Untereinheiten** (*digitations*) aufgeteilt werden. Je höher eine Decke ist, desto interner ist diese und desto älter sind die in ihr enthaltenen Gesteine. Zwei andere Decken treten an beiden Endpunkten der südlichen Montagne Noire auf:

- Nach Westen hin die Minervois Decke, die unterhalb der Pardailhan Decke liegt. Sie wird als das Äquivalent zur Monts de Faugères Decke angesehen, abgesehen von kleinen Unterschieden und einer älteren paläozoischen Abfolge.
- Nach Osten hin, die Cabrières Decke eine oberflächennahe Abscherungseinheit, die eine paläozoische Abfolge aufweist, gleich der autochthonen, die weiter südlich im Mouthoumet Massiv aufgeschlossen ist. Sie ist auch bekannt durch Bohrungen unter die Mesozoischen Deckenschichten. Sie wird deshalb als die externste Decke betrachtet, und sie ist teilweise ein Olistostrom, der an der Front des autochthonen Teils vor der grossen Deformation Platz nahm.

Abgesehen von Cabrières sind die Decken durch grosse inverse Faltenschenkel gekennzeichnet, die bis zu 10 km lang sind, und in breiten von Ost nach West verlaufenden Antiformen und Synformen wiederverfaltet sind.

In der axialen Zone sowie in der südlichen Montagne Noire erfolgten zwei Hauptphasen der Deformation.

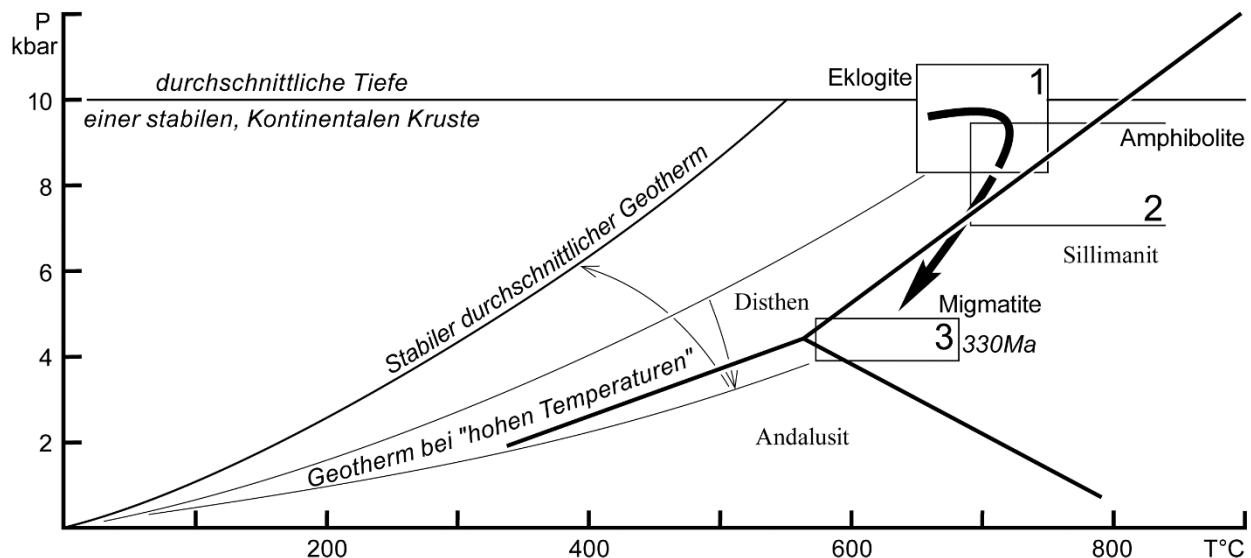
- * Die erste Phase wird auf die Platznahme der Faltendecken bezogen. Die Falten hatten ursprünglich horizontale Achsenebenen. Sie verlaufen grob von Osten nach Westen mit Südvergenz. Die maximale finite Streckung verläuft gewöhnlich parallel zur Richtung der Faltenachsen, besonders in den frontalen und oberen Teilen der Decken. In diesen Gebieten ist die Streckung schwach mit einem X/Y Verhältnis von ungefähr 1.5, und die Verformungsellipsoide fallen meistens ins Feld der Plättung. Die Parallele zwischen der Richtung maximaler finiter Streckung und den Faltenachsen kann durch die Streckung am äusseren Teil einer gebogenen Falte verursacht worden sein. In den tieferen und internen Teilen der Decken, nahe den Basisüberschiebungen, ist die finite Streckung schräg zum Trend der Faltenachsen. Ihr Verlauf wechselt von Nord-Süd bis Nordost-Südwest. Die Transportrichtung, die aus der Verteilung der Faltenachsen abgeleitet werden kann, verläuft von Norden nach Süden.
- * Abscherung erfolgte nach der Faltung, weil die flachliegenden Überschiebungen die Faltenscharniere und die verbundene Schieferung schneiden.
- * Die zweite Phase produzierte Falten mit steilen Achsenebenen, die N050E bis N080E streichen und die F₁ Struktur verfallen. Sie brachte auch den Gneisdom der axialen Zone hervor, die breiten Anti- und Synformen, welche den Deckenstapel im Süden verfallen, und grosse aufrechte Falten in der nördlichen Montagne Noire. Das südliche Einfallen der Überschiebungen und der Schieferung ist auf diese Faltenbildung zurückzuführen. Wird die Faltung rückgängig gemacht, ist ersichtlich, dass Überschiebungen und Schieferung ursprünglich nördliches Einfallen hatten.

Die Verformung ist post-metamorph in den paläozoischen Deckenschichten, was an der Krenulationsfaltung der S₁ Schieferung zu sehen ist. Späte Falten, die noch die Foliation und metamorphe Bänderung verfallen, sind unter mesozonalen Bedingungen im Gneisdom entstanden. Die zweite Deformationsphase erfolgte vor der Ablagerung des späten Karbons im kleinen, intramontanen Becken von Graissesac.

Die nördliche Montagne Noire ist durch eine wichtige mylonitische Abschiebung von der axialen Zone getrennt. Das Gebiet ist geprägt von mehreren von Ost nach West und Nordost nach Südwest verlaufenden Überschiebungen, welche nach Norden oder Nordwesten fallen. Kilometergrosse Falten, parallel zu den Überschiebungen, sind nach Süden oder Südwesten überkippt und zeigen Brüche und S_1 -Schieferung.

Metamorphismus

Der Metamorphosegrad nimmt nach unten, von der vorderen Seite zur Deckenwurzel hin, zu. Der Metamorphosegrad im Deckenstapel ist epizonal und gleich alt wie die vorherrschende Schieferung. Verformungsbedingungen ($250 < T < 350^\circ\text{C}$, $1.2 < P < 2 \text{ kbar}$) wurden anhand von **Flüssigkeitseinschlüssen** (*fluid inclusions*) in Quarz an der Basisüberschiebung der Pardailhandecke abgeschätzt. Biotit und Granat treten in den autochthonen Devon- und Karbon-Schichten auf. Die Isograden gruppieren sich um die axiale Zone, welche Amphibolit- bis Hornblende-Granulitfazielle Gesteine enthält. Die Metamorphose ist unterschiedlich mit einem anfänglichen Stadium von Mittel- bis Hochdruck (Disthen, Staurolith, und sogar Eklogite) und einem späteren Stadium von Niederdruckgesteinen mit Cordierit, Andalusit, Sillimanit. Die Metamorphose vom Barrow-Typ passt zu Deckenstapelung. Jedoch werden die Biotit-, Granat-, Staurolith- und Sillimanit-Isograden innerhalb einer Strecke von nur 2 km gekreuzt.



PT Geschichte der Montagne Noire (Gneisdom) im Französischen Zentralmassiv
nach Burg (1992) *Sciences Géologiques*, **44**(1-2), 105-206

Mittlere Falten-und-Überschiebungsgebiete : Albigeois – Rouergue - Lot - Cévennes

- Flachliegende eintönige Schiefer, Glimmerschiefer und Gneise, die eine komplexe strukturelle und metamorphe Entwicklung zeigen, werden über das Vorland geschoben. Die Alter sind, wegen der selten vorhandenen Fossilien, wenig bestimmbar.

Lithologische Abfolge

Drei Hauptlithologische Einheiten sind voneinander durch markante Überschiebungen getrennt. Vom Liegenden ins Hangende sind dies:

- Die untere Einheit setzt sich im Albigeois Gebiet aus grünem Sandstein, Grauwacken und Peliten mit sauren Vulkaniten zusammen. Die Abfolge hat die gleiche Fazies wie das untere Kambrium der nördlichen Montagne Noire.
- Darüber liegen dunkelbläuliche Schiefer mit Zwischenlagen von Basalten und Rhyodaziten, durchschlagen von Gabbro und Dolerit-Gängen. Im Lot-Cévennes Gebiet enthalten die bläulichen Schiefer Acritarchen Kambro-Ordovizischen Alters.

- Die obere Einheit - Schiefer und Glimmerschiefer im Albigeois und den Cévennen - besteht aus einer sehr dicken monotonen quarzopelitischen Serie, mehr als 4000 m mächtig, in welcher früh-orдовизische Mikrofossilien gefunden wurden. Die Schiefer sind tektonisch bedeckt von stärker metamorphen, wahrscheinlich spät-präkambriischen Glimmerschiefern, weil sie von 540 Ma alten Quarz-Metadioriten intrudiert sind.

Die Gesamtgeschichte ist im Paläozoikum eine pelitische Ablagerung in einer tief-marinen Umgebung. Die alten Intrusionen deuten auf Dehnung während der Entwicklung des Nord-Gondwana Kontinentalrandes hin.

Tektonik

Die Falten- und Überschiebungszone wird von zwei Hauptüberschiebungen begrenzt:

- die südliche Sohlüberschiebung ist der Kontakt der quarz-pelitischen Serie des Albigeois mit dem darunterliegenden frühen Paläozoikum der nördlichen Montagne Noire.
- die nördliche Dachüberschiebung entspricht der Basis der Leptiniten-Amphibolite, mit einem Versatz von 100 bis 150 km.

Wie in der Montagne Noire gibt es zwei Hauptdeformationsphasen.

- * Die erste Phase verursachte die allgemeine schicht-parallele Schieferung. Falten sind selten, sehr eng und intrafolial mit unterschiedlichen Trends. In einigen Gebieten (z. B. Lot und Nord Albigeois) verlaufen die Intersektionslineationen von Nord nach Süd, parallel zu einer dominierenden Streckungslination, vor allem in den Myloniten, die die Dach- und Sohlüberschiebungen kennzeichnen. Bevorzugte Orientierungen von Quarz-Achsen zeigen, dass die Streckungslination mit einer intensiven Scherung nach Süden zusammenhängt.
- * Die zweite Phase produzierte aufrechte mesoskopische Knickfalten mit lokaler Runzelschieferung und grossen Syn- und Antiformen (Dom- und Beckenstrukturen).

Die Gesamtinterpretation ist eine polyphase Schuppenzone, deren Deformationsstil, obschon metamorph, vergleichbar mit dem des Vorlands ist.

Metamorphismus

Der Metamorphosegrad ist unterschiedlich und reicht von Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Die Metamorphose ist intermediär, und die Isograden, parallel zur Foliation, scheinen von niedriggradigen, fossilhaltigen Schiefen im Süden bis hinauf zu den Disthen-Glimmerschiefern unterhalb der Dachüberschiebung umgekehrt zu sein. Feinkörnige Biotit-Sillimanit-Paragneise in tektonischen Fenstern entsprechen den am tiefsten vergrabenen Teilen der Abfolge.

Die metamorphe Inversion ist wahrscheinlich ursprünglich und gleichzeitig mit der Hauptüberschiebung der Leptino-Amphibolite. Die intermediäre Metamorphose ist auf ca. 350 Ma datiert.

Allochthone, Meta-Ophiolithaltige Einheiten

Der nördliche Teil des Französischen Zentralmassivs stellt die tiefsten strukturellen Ebenen dieses variszischen Aufschlusses dar. Seine untere Grenze ist die Hauptüberschiebung mit Granulit-faziellen Gesteinen; Blauschiefer und Eklogite sind über die intermediären Schiefer geschoben. Der Name „Leptino-Amphibolite“ beschreibt die Assoziation von Quarz-Feldspat Gneis mit aus Ophioliten stammenden basischen und ultrabasischen Gesteinen.

Lithologien

Die hochgradigen Gesteine bilden die Leptinit-Amphibolit-Einheiten. Die meisten Amphibolite weisen komplexe Korona-Reaktionen auf, die von der Retromorphose von Eklogiten und granulitischen Pyrigarniten herrühren. Saure und mafische Granulite sowie Skarne werden in der Matrix von feinkörnigen pelitischen und von Feldspatgneisen gefunden. Marmorlinsen sind rar. Die basischen Gesteine sind MORB-Basalte, die den Krustenteil der ozeanischen Lithosphäre repräsentieren, deren Mantelteil sichtbar ist in den Meta-Harzburgiten, die in den Leptinit-Amphibolit-Einheiten vorkommen.

Die Isotopendaten der Leptinit-Amphibolite ergeben ein paläozoisches Alter. Ein eklogitischer Gabbro und ein Ortholeptinit haben ein U-Pb Alter von 480 Ma. Ein granulitischer Orthogneis gibt

eine Gesamtgesteins-Rb-Sr Isochrone von 467 Ma. Diese Alter würden mit der Platznahme der magmatischen Gesteine übereinstimmen.

Dicke Anatexite, mehr als 2000 m mächtig, treten in grossen Synformen auf, oberhalb der Leptinit-Amphibolit-Einheit. Sie bestehen aus teilweise geschmolzenen massiven Paragneisen mit grossen Cordieriten. Die typische Paragenese (Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Cordierit, Sillimanit, Almandin) wurde als prograde Barrow-Typ-Metamorphose interpretiert. Linsen aus hochgradigen Granuliten - khondalisch-kinzigitische Gneise - Eklogite und Granat-Peridotite sind erhalten, mit Übergängen zwischen sauren Granuliten und den anatektischen Gneisen. Diese Beobachtungen und reliktsche hochdruckmetamorphe Mineralien lassen darauf schliessen, dass die anatektischen Gneise Produkte einer Granulitschmelze sind.

Tektonik

Die Gesamtdeformation ist mehrphasig. Sie steht im Zusammenhang mit der Überschiebung der Leptinit-Amphibolit-Einheiten. Die Unterschiebung der niedriggradigen Schiefer unter die granulitfaziellen Gesteine erzeugte sehr wahrscheinlich genügend Wasser, um Eklogite und Granulite retrograd in Amphibolitfazies umzuwandeln. Die Gesamtkinematik, ermittelt anhand von Lineationen in den Myloniten, ist südwärts gerichtet.

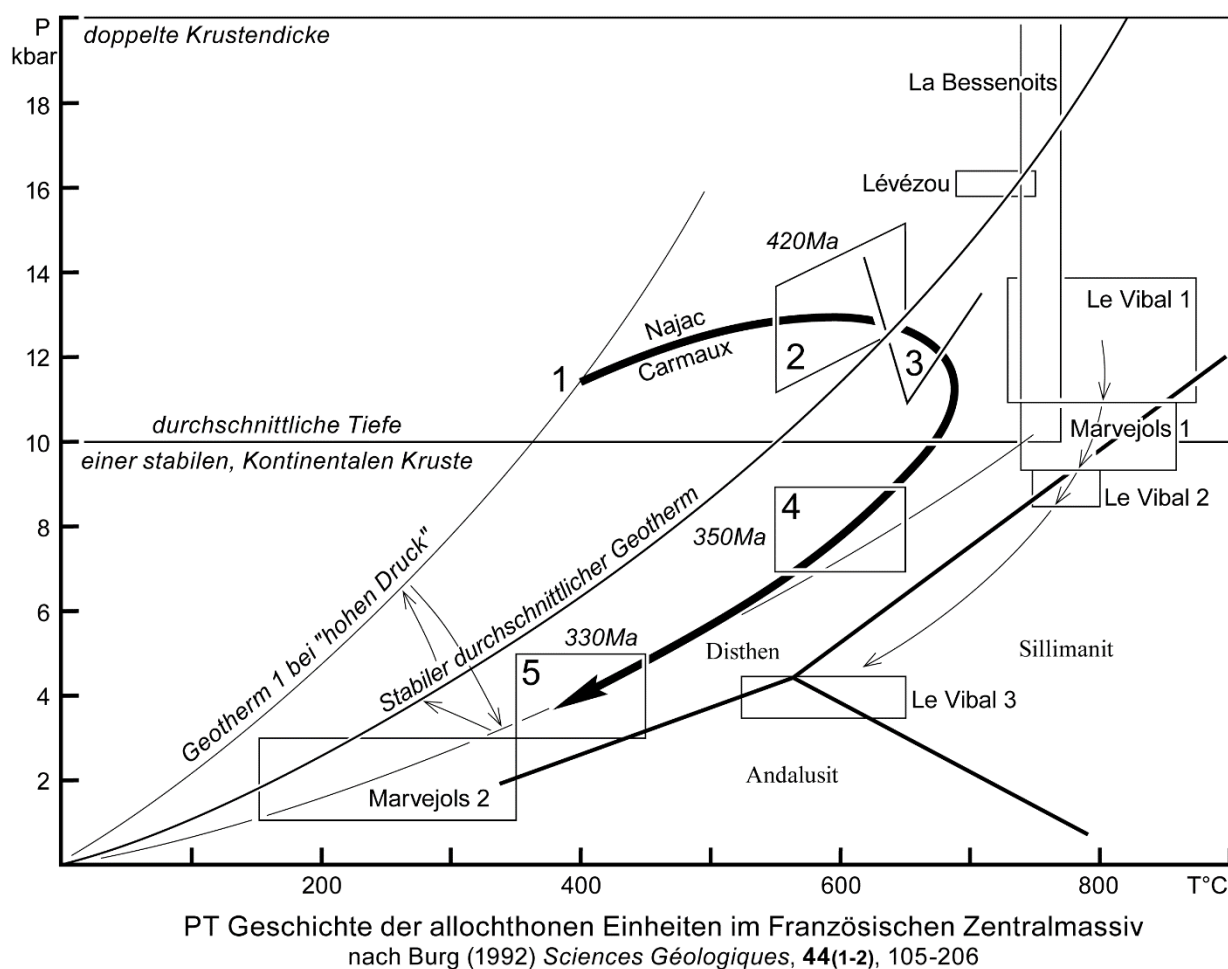
Das älteste Deformationsereignis ist in granulitischen Boudins erhalten, in Form von „gespenstischen“ isoklinalen Falten, die älter sind als eine statische Rekristallisation unter den granulitfaziellen Bedingungen. Diese Falten könnten gleichzeitig mit der Granulit-Migmatisierung entstanden sein. Die Hauptphase führt zur weitverbreiteten metamorphen Foliation, die die Gesteine bis zum späten Devon prägt. Isoklinale Falten entwickelten sich in allen Grössen und haben meistens Südvergenz.

Südwestvergente Knickfalten und aufrechte Falten unterschiedlicher Orientierung im Kilometer-Massstab führten zu Dom- und Beckenstrukturen.

Metamorphismus

Die Hauptdeformation erfolgte gleichzeitig mit der weitverbreiteten Amphibolitisierung (Hydratation und Retrometamorphose) von Graniten und Eklogiten, während der regionalen Barrow-Typ-Metamorphose. Weil es alte Granulitfazies in den überschobenen Gesteinen gibt, könnte die inverse Zonierung in den unteren Einheiten die Folge eines „Bügeleisen-Effekts“ sein, so wie im Himalaja, wo die Hitze der bereits metamorphisierten Gesteine zu den daruntergeschobenen Sedimenten transferiert wird.

Uran-Blei Messungen an hochgradigen Gesteinen ergaben obere Werte von 415 Ma und 410 Ma. Diese Alter stehen für Hochdruckmetamorphose. Barrow-Typ-Metamorphose fand vor der Ablagerung spätdevonischer bis frühviséischer Sedimente statt, das heisst vor 340 Ma. Rb-Sr Gesamtgesteinsisochronen für den Orthogneis ergeben Alter von ca. 360 Ma, die als Höhepunkt der Anatexis angesehen werden.



Granitoide

Granitoide wurden lange Zeit als charakteristisches Merkmal der Varisziden angesehen. Ein Blick auf jede geologische Karte zeigt, wie verbreitet sie zum Beispiel im Vergleich mit den Alpen sind. Drei Hauptarten von Granitoiden werden anhand chemischer Zusammensetzung und Alter unterschieden:

- gebänderte Augengneise, meistens monzogranitischer Zusammensetzung. Sie werden entweder als prä-variszische Granitoide betrachtet, als Reste der Bildung des passiven Kontinentalrandes, oder als syntektonische Intrusionen. Schwierige Geochronologie führt zu keiner befriedigenden Antwort.
- späte Granitoide, wie der Margeride, durchschneiden die Hauptüberschiebung und damit zusammenhängende Strukturen. Sie haben ein Alter von circa 330 Ma und hängen mit der Metamorphose und Anatexis zusammen. Sie entstanden in der mittleren Kruste, was uns das hohe Sr/Rb Verhältnis sagt, und weisen eine schieferige, schwach orientierte oder unorientierte Textur auf, je nach Zeit ihrer Platznahme. Es sind meistens kalkalkalische Plutone, die mit ignimbrischem Vulkanismus im Visé in Zusammenhang stehen.
- jüngere Granitoide, die um 300 Ma intrudierten und oft tieferen Ursprungs sind, das heisst, sie haben ein tieferes anfängliches Sr Verhältnis.

Obere, niedriggradige oder nicht metamorphe Devon-Karbon-Deckschicht

Die epizonale bis nicht metamorphe Devon-Karbon-Deckschicht ist eine dicke vulkanoklastische Abfolge reich an Keratophyren und Spiliten (manchmal Kissenlaven) und örtlich Gabbros, Noriten, Serpentiniten (wahrscheinlich Kumulate). Fossilien des Spätdevons bis Frühvisé wurden im unteren Teil gefunden, der diskordant über den Anatexiten liegt, welche 502 Ma alte Orthogneise enthalten. Die Abfolge erlitt einige Verformung (Schieferung) und Metamorphismus (bis Amphibolitfazies) vor der Ablagerung der diskordanten, nicht metamorphen und wenig verformten oberen Einheit, die aus Tonschiefern, Sandsteinen, Konglomeraten mit dünnen Anthraziten und spätviséischer Flora besteht.

Abscherungssysteme

Plutonismus des variszischen Gürtels ist durch spät-orogene Extension verursacht worden, d.h. dass die verdickte Kruste durch die Schwerkraft instabil und seitlich verlängert wurde. Der Kollaps führte dazu, dass die Isothermen gestiegen sind, und die Unterseite der Kruste geheizt und angeschmolzen wurde. Der Kollaps im Karbon bis Perm und die Verdünnung der Kruste verursachen:

- (1) bimodalen Vulkanismus.
- (2) extensionale Gneisdome (z.B. Montagne Noire) verbunden mit der Spreizung der europäischen Kruste.
- (3) post-orogene Extension in der Mitte des Orogens und Reaktivierung der alten tektonischen Strukturen.
- (4) Produktion von grossen Volumen anatektischen Materials (Quelle der Granite).
- (5) regionale HT-LP Metamorphose.

Die letzten zwei Eigenschaften sind 330-290Ma alt.

Im südlichen Teil des Zentralmassivs haben sedimentologische und strukturelle Untersuchungen des Saint-Affrique Beckens gezeigt, dass die Asymmetrie der Beckenfüllung und das Südfallen der Schichten durch eine antithetische Flexur verursacht wurden. Dies bedeutet, dass das Becken während des späten Stefans und Perms im Hangenden eines Dehnungsabschersystems war. Das Becken ist im Süden durch einen steilen, nach Norden fallenden Abscherhorizont begrenzt, der vermutlich nach unten im spröd-duktilen Übergangsbereich flacher wird. Daraus resultiert eine listrische Geometrie im Krusten-Massstab. Heute flach liegende Abschiebungen, die mit dem Extensionssystem in Zusammenhang stehen, sind reaktivierte alte Überschiebungen mit Schersinn nach Norden in den darunterliegenden "Albigeois" Schiefen. Ein grosser Teil des Versatzes des Hangenden könnte in Zusammenhang mit dem mylonitischen Abscherhorizont stehen, der am Nordhang der axialen Gneiszone aufgeschlossen ist und so die Freilegung der Montagne Noire Gneiszone im Stefan und frühen Perm verursachte.

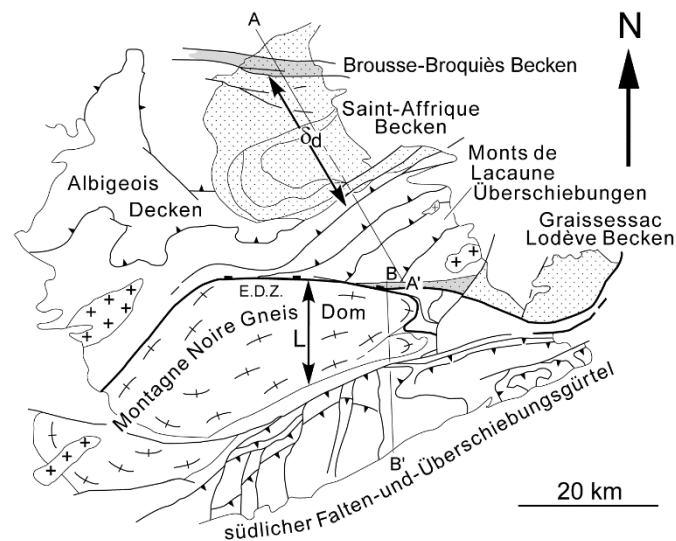
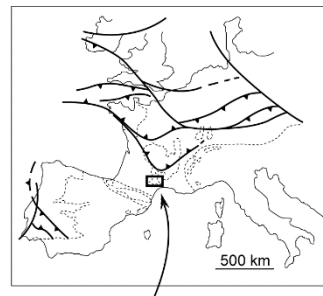
nach Burg *et al.* (1994)
Géologie de la France
3, 33-51

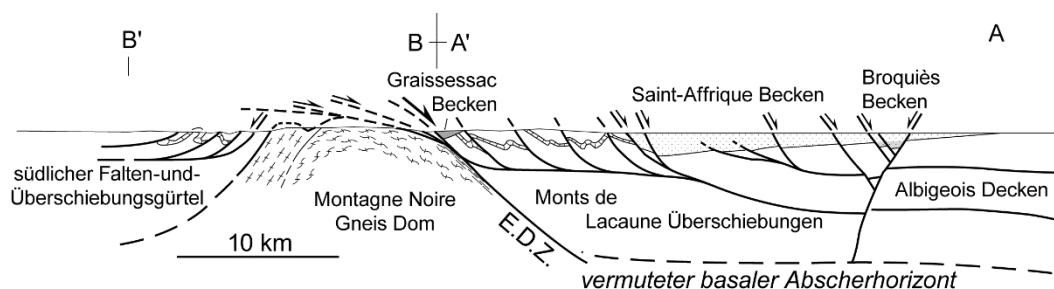
E.D.Z.: Espinouse Abscherhorizont

A-A': Querschnitt

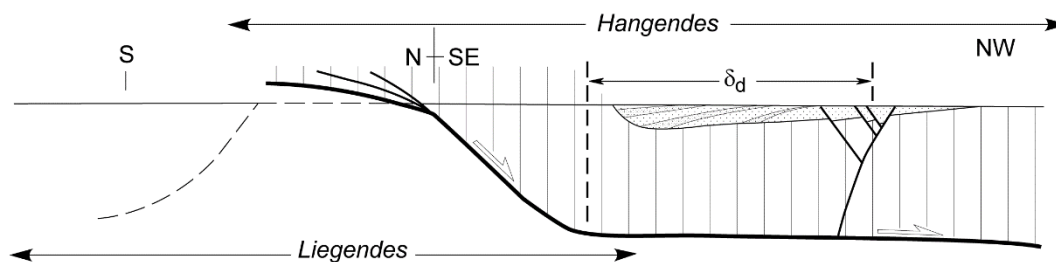
 permische Sedimente

 Kohlehaltiges Stefan





nach Burg et al. (1994) *Géologie de la France*, 3, 33-51

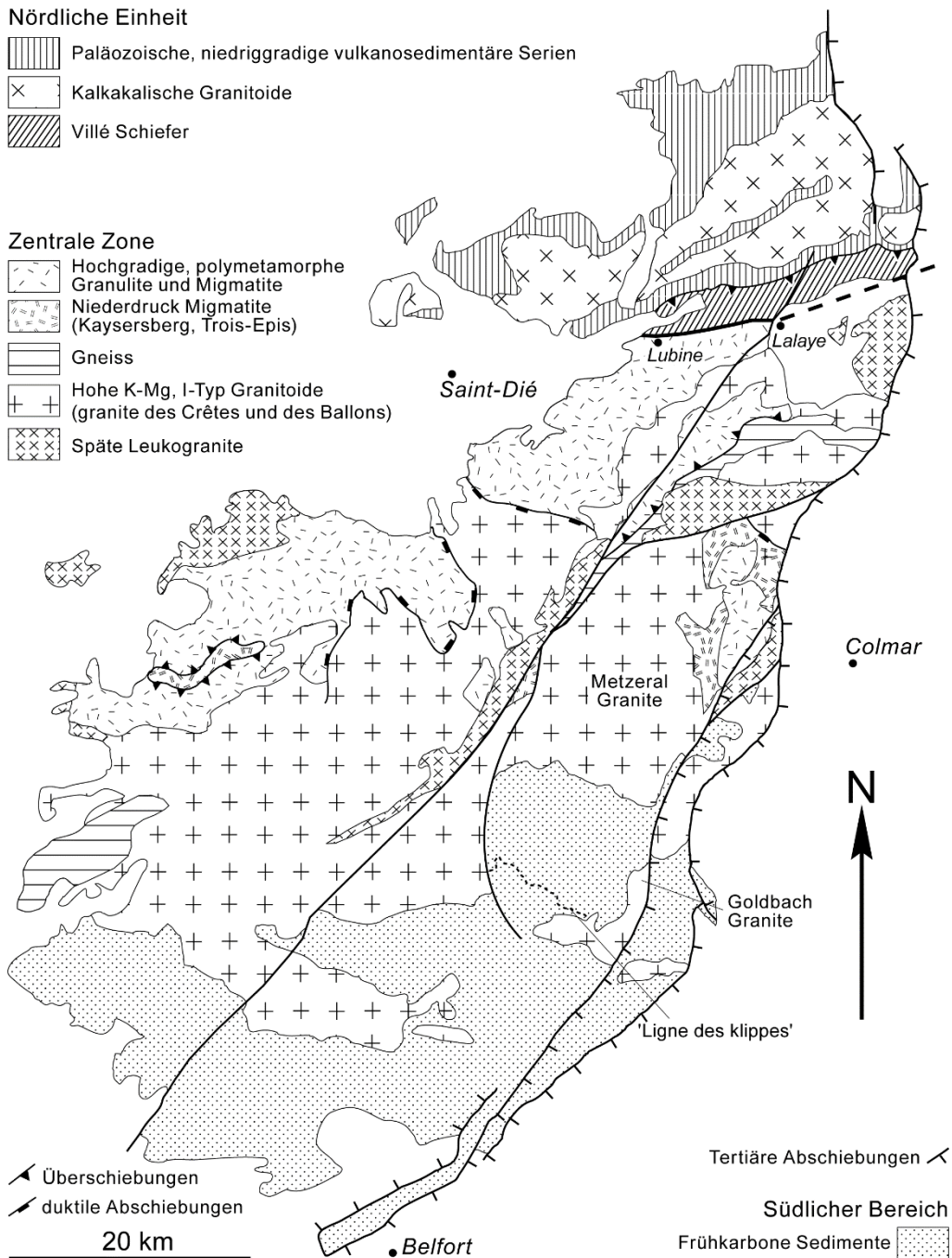


Gneise und Migmatite der axialen Gneiszone wurden durch *roll-under* Faltung des Liegenden angehoben, was in Einklang mit frühkarbonischer Metamorphose und Verformung steht. Das stefanische Graissessac Becken wurde in der Scherzone, nördlich der aufsteigenden Gneise und Migmatite abgelagert. Die durchschnittliche Breite abgetragener duktiler Kruste, parallel zur Dehnungsrichtung, beträgt circa 20 km. Dieses Ereignis nach der Verdickung streckte die Kruste also um fast 100%.

Die Vogesen

Die Vogesen bestehen aus drei wichtigen litho-tektonischen Einheiten:

- (1) Eine nördliche Einheit besteht aus kambrisch-ordovizischen Schiefen und oberdevonischen bis unterkarbonischen, schwachmetamorphen Gesteinsserien eines aktiven Kontinentalrandes. Sie wurden etwa zwischen 335 und 330 Ma von kalkalkalischen Magmen (Diorite bis Granite) intrudiert.
- (2) Eine zentrale Zone besteht aus Granuliten und Migmatiten, die ebenfalls von grossen Granitkörpern intrudiert wurde.
- (3) Einen südlichen Bereich, der von einem oberdevonischen bis unterkarbonischen Becken mit vulkanischer Aktivität zwischen 345 und 340 Ma eingenommen wird. Grosse Massen von granitoiden Gesteinen intrudierten vor 342 bis 339 Ma in diese Beckensedimente. Die Zonen 2 und 3 rechnet man zum Moldanubikum, während Zone 1, die von den übrigen durch eine mächtige strike-slip Scherzone abgetrennt ist, dem Saxothuringikum zugerechnet wird.



Die südlichen Vogesen

In den südlichen Vogesen liegt ein gut erhaltenes, unterkarbonisches Sedimentbecken, das als Extensionsbecken interpretiert wird, welches sich in einer Spätphase der Orogenese, bei andauernder Konvergenz, gebildet hat. Es grenzt an die Intrusionen der Ballons- und Crêtes-Granite einerseits, an die post-karbonische sedimentäre Überdeckung und an den mit tertiären Sedimenten gefüllten Rheingraben andererseits. Das Becken wird in einen südlichen (proximalen) und einen nördlichen (distalen) Bereich unterteilt. Letzterer wird Markstein-Formation genannt. Beide Beckenteile sind leicht deformiert (schwach ausgeprägte, offene Falten und lokale Überschiebungen), entweder infolge regionaler Tektonik vor den Granitintrusionen oder durch die Intrusionstektonik der Granite. Detaillierte Kartierung und paläontologische Studien führten zu einer lithostratigraphischen Unterteilung der Beckensedimente in ältere (prä-Obervisé) und jüngere (Obervisé) Serien. Neuere Untersuchungen deuten darauf hin, dass die Mehrheit der gefundenen Faunen-Assoziationen wiederaufbereitet und ein Alter von Tournais- bis Obervisé aufzeigen. Schneider (1990) schlug eine grundlegend neue stratigraphische Unterteilung vor, die auf der Ablagerungsfazies der epiklastischen Sedimente und auf der zeitlichen Entwicklung des Vulkanismus beruht.

Südlicher Beckenteil

Drei verschiedene Sedimenteinheiten können in diesem südlichen Beckenteil unterschieden werden:

- (1) Eine untere Einheit (biostratigraphisches Alter Oberdevon - Basis Obervisé): Sie besteht aus Turbiditen, die mit einem bimodalen Vulkanismus assoziiert sind (Basalte und hoch-K Rhyolithe). Die Basalte wurden verschiedentlich als Ozeanbogen- oder kontinentale Tholeiite interpretiert.

- (2) Eine mittlere Einheit (Basis des Obervisé) ist durch marine meist turbiditische Sedimente und durch andesitischen Vulkanismus charakterisiert. Die geochemische Zusammensetzung des Vulkanismus hat also deutlich geändert.

- (3) Eine obere Einheit (oberes Obervisé) wird durch eine vulkanische Assoziation aufgebaut, die sich von Trachyandesiten zu saureren Gliedern (latitische Rhyolithe, Rhyodacite und Rhyolithe) entwickelte. Alle vulkanischen Gesteine zeichnen sich durch auffallend hohe Kalium-Gehalte aus. Die Sedimentationsbedingungen entwickelten sich von marin zu kontinental und es wurden vor allem vulkanische Gesteine erodiert und re-sedimentiert.

Die mittlere und obere Einheit sollen sich gemäss der biostratigraphischen Anzeigen im Obervisé (340-325 Ma) gebildet haben. Die drei Einheiten wurden zuletzt von Trachyten intrudiert.

Nördlicher Beckenteil (Markstein-Formation)

Diese bis zu 4 km mächtige marine Formation bildet den nördlichen Teil des Südvogesenbeckens und besteht aus einer turbiditischen Abfolge von Grauwacken und Tonen/Siltsteinen. Die sedimentären Strukturen sind meist gut erhalten und man kann ein Ablagerungsmilieu rekonstruieren, welches von katastrophalen "*mud flows*" geprägt war. Die geschütteten groben Komponenten sind sowohl magmatischer, metamorpher, wie auch unmetamorph-sedimentärer Natur. Die Grauwacken bestehen aus ca. 80% grobkörnigen Gesteinsfragmenten und 20% toniger Matrix. Die Tone enthalten vor allem Biotit und Chlorit.

Die turbiditischen Einheiten bestehen aus grobkörnigen Grauwacken, überlagert von feinkörnigen Lagen. Die Untergrenzen sind meist erosiv und die basalen Glieder eines Zyklus sind miteinander verschweisst (*amalgamated bedding*). Die oberen Zyklen bestehen aus alternierenden, feinkörnigen Grauwacken und Tonen und bilden fining-upward-Zyklen. Der Vulkanismus des südlichen Teils des Beckens widerspiegelt Tuffe und wiederaufgearbeitete vulkanische Komponenten in klastischen Sedimenten des nördlichen Bereichs. Die Verteilung der sedimentären Fazies, der Turbidite und sedimentären Strukturen wie Rippel, *flow marks* und Imbrikation von Geröllen lassen darauf schliessen, dass die Sedimente von Süden her geschüttet wurden. Das Herkunftsgebiet lag im Süden oder Südwesten des Markstein-Gebietes; die Transportdistanzen waren kurz. Die Markstein-Formation repräsentiert das nördliche Äquivalent der im Süden aufgeschlossenen Sedimentschichten. Es kann angenommen werden, dass sie im distalen Bereich eines Deltas abgelagert worden ist. Die Sedimentation erfolgte zwischen dem Famenne (spätes Devon, ca. 365 Ma) und dem Obervisé (340-325 Ma).

Die beiden Beckenteile werden durch eine Grenzschicht an der Basis der Markstein-Formation getrennt, welche Linsen von hochmetamorphen Gneisen, Serpentiniten und mafischen Gesteinen enthält, die sogenannte "*Ligne des Klippes*". Sie wird heute als Olistostrom gedeutet, der sich vor dem späten Devon gebildet haben soll, weil dieser von Tonschiefern mit Famenne-Altern (rote und grüne Treh-Schiefer) überlagert wird. Gegen das Hangende zu, entwickeln sich die Gesteine zu turbiditischen Serien mit alternierenden Konglomeraten, Sandsteinen und Tonen. Die gleiche Grenzschicht wurde auch als Abfolge von tektonischen Linsen (den "Klippen") interpretiert, welche eine südvergente Überschiebung markieren sollen. Es besteht unter Fachleuten kein Konsens, ob jetzt die "Ligne des Klippes" einen tektonischen oder stratigraphischen Kontakt zwischen den beiden Beckenteilen darstellt.

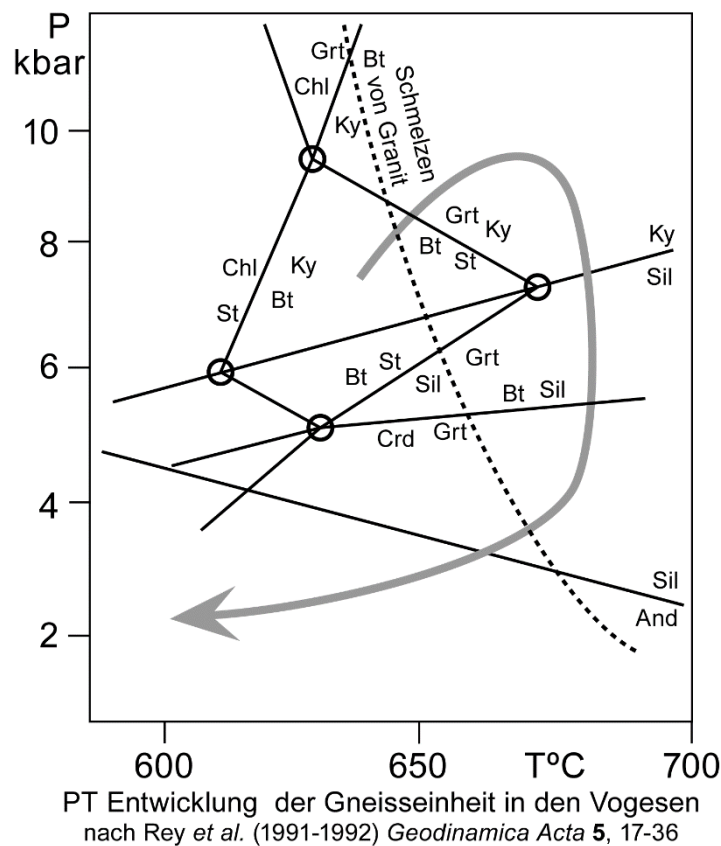
Die zentralen Vogesen

Der zentrale Teil der Vogesen enthält hochgradige Gneise, Granulite und Migmatite, die von zahlreichen Granitkörpern intrudiert worden sind (Granodiorite, anatektische Granite und späte Leukogranite). Die zentrale Zone ist vom Nordvogesen-Becken durch eine mächtige Scherzone getrennt (Lalaye-Lubine-Scherzone, LLSZ), die als alte Kollisionszone interpretiert wird, welche

während der spätrogenen Tektonik reaktiviert worden ist. Die LLSZ brachte sehr niedriggradige Sedimente des nördlichen Beckens in Kontakt zu hochgradigen Gesteinen der zentralen Zone. Die südliche Grenze der zentralen Zone wurde von Graniten intrudiert und ist nicht mehr erkennbar. Zwei verschiedene Einheiten werden innerhalb der zentralen Zone unterschieden:

Zone von Sainte-Marie-aux-Mines (SMM):

Diese Einheit besteht vor allem aus mafischen bis sauren Granuliten, die sich bei relativ niedrigen Drücken (ca. 10 kbar) aus einer Vielfalt von Ausgangsgesteinen gebildet haben (saure Plutonite, Metapelite, Kalksilikatgesteine). Sie erlebten eine retrograde Überprägung in der Amphibolitfazies. Saure, rosafarbene Granulite eruptiver Herkunft (sog. "Leptynite") sind vor allem rund um den Col des Bagenelles konzentriert, wo sie häufig Lagen oder Boudins von mafischen bis ultramafischen Gesteinen einschliessen. Die hauptsächliche Granulitlithologie sind die sog. "Kinzigite", die aus sedimentären Protolithen entstanden sind. Die Granulite enthalten verschiedene Typen von anatektischen Leukosomen in unterschiedlichen Proportionen: tonalitische bis trondhjemitische Adern in mafischen Granuliten, Granat- oder Cordierit-führende Leukosome in Kinzigiten. Das texturale Equilibrium zwischen Granat, Mesoperthit und Disthen definiert die granulitfaziellen Metamorphosebedingungen in den Leptyniten. Die erste Schmelzbildung in den metapelitischen Granuliten drückt sich in der Bildung von grobkörnigen Leukosomen mit Granat und Biotiträndern aus, was Dehydratationsschmelzen von Biotit anzeigt. Der Schmelzgrad hängt von der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials ab; zum Beispiel zeigen die Leptynite keine Anzeichen von Schmelzbildung, währenddessen die Kinzigite bis 50-70% Leukosomanteil besitzen können. Thermobarometrische Untersuchungen ergaben für die metapelitischen Granulite Temperaturabschätzungen von 750-800°C und Drücke von 7-9 kbar.



Die retrograde Entwicklung der Granulite zeigt eine Abnahme von Druck und Temperatur. Zuerst bildet sich eine Sillimanit-führende Paragenese, die von Cordierit abgelöst wird. Das Alter der granulitfaziellen Metamorphose wurde mit der U-Pb-Methode an Zirkon auf 335 ± 2 Ma bestimmt (ionensonden- und konventionelle Alter). Sie ist damit jünger als die Intrusion der Granite im

südlichen Teil der Vogesen. Die Zone von SMM wird als Teil der orogenen Wurzel interpretiert, die während einer Phase von Transpression - nach Beckenbildung und Magmatismus im Süden - vor 335 Ma sehr rasch in die obere Kruste exhumiert worden ist.

Kaysersberg- und Trois-Epis-Einheiten

Verschiedene Typen von Cordierit-führenden und amphibolitfaziellen Gesteinseinheiten treten im südlichen Teil der Zone von SMM auf, in der Nähe der Dörfer Kaysersberg und Trois-Epis. Die Kaysersberg-Einheit ist ein relativ homogener anatektischer Granit bis Granodiorit mit vielen Schollen. Schollen-freie oder -arme Bereiche mit Cordierit und bis zu 5 cm langen Kalifeldspat-Einsprenglingen sind nur sehr schwer von anderen Graniten der Umgebung zu unterscheiden. Der Kaysersberg-Granit wird als partielle Schmelze eines fertilen, metasedimentären und granulitfaziellen Protoliths vom Typ eines Kinzigits interpretiert. Die Schmelze entstand bei Bedingungen von 3-5 kbar und 630-720°C und intrudierte in darüberliegende Gesteinseinheiten.

Die Trois-Epis-Einheit liegt über dem Kaysersberg-Granit und wurde als granulitfazielle Einheit interpretiert, welche auf niedriggradige oder nichtmetamorphe Einheiten überschoben wurde. Feldbeobachtungen weisen darauf hin, dass keine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Einheiten besteht, sondern dass Lagen oder Mega-Boudins von Trois-Epis Material in einer Matrix von Kaysersberg-Granit schwimmen. Man interpretiert daher heute die Trois-Epis-Einheit als Lagen früherer Leptynite, die vollständig rekristallisierten, jedoch nicht aufgeschmolzen werden konnten, weil zu wenige wasserhaltige Mineralphasen vorhanden waren. Die Lagen von Trois-Epis wurden dann von Kaysersberg-Magmen intrudiert.

Beide Einheiten, Kaysersberg und Trois-Epis, wurden bis anhin als Niedrigdruck-Migmatite interpretiert, die einerseits aus metasedimentären (Devon-Karbon; Kaysersberg), andererseits aus metamorphen Protolithen (Kinzigite; Trois-Epis) aufgeschmolzen wurden. Die Aufschmelzung, resp. Rekristallisation, wurde mit U-Pb Ionensonden-Altern auf 328 ± 3 Ma datiert. Während dieser Ereignisse wurden die Zirkone komplett verjüngt, währenddessen das U-Pb-System der Monazite unbehelligt blieb und uns heute immer noch einen Alterswert von 335 Ma liefert.

Der variszische Magmatismus in den Vogesen

Die Vogesen sind ein charakteristischer und repräsentativer Abschnitt des variszischen Gebirges, denn sie zeigen eindrücklich die Aufheizung des Orogens in seiner Schlussphase. Im Moment, da sich die Konvergenz der kollidierenden Platten langsam in Scherbewegungen und lokale Extension aufzulösen begann, wurde unter dem variszischen Orogen eine Art "Fussbodenheizung" angeknüpft und es bildeten sich riesige Volumina von granitischen Schmelzen, heute als Migmatite und Granite erkennbar. Die Fussbodenheizung entspricht dem thermischen Einfluss von partiellen Schmelzen aus dem Mantel, die durch grossräumige tektonische Vorgänge ihren Weg in die Kruste gefunden haben. In den Vogesen sind grosse Anteile der Kruste ersetzt (Granite) oder rezykliert (Migmatite) worden. Unter den Südvogesen-Graniten sind vor allem der „Granite des Ballons“ und der „Granite des Crêtes“ bekannt, daneben gibt es Diorite und Monzonite. Die Südvogesen-Granite sind mit U-Pb Altersbestimmungen an Zirkon und Titanit in einem Zeitraum zwischen 342 ± 1 und 339.5 ± 2.5 Mio. Jahren datiert. Sie sind gleich alt wie Vulkanite, die sich am Schluss der Absenkung des Südvogesen-Beckens als Ignimbritdecken über das ganze Becken ergossen haben, wie z.B. der Molkenrain-Rhyolith (Alter 340 ± 2 Ma).

Granite des Crêtes

Im Steinbruch von Metzeral können wir eine randliche Fazies der Granite des Crêtes besichtigen, die weniger grobkörnig ist als der zentrale Teil des Plutons. Der Steinbruch befindet sich einige hundert Meter vom Kontakt zu den Sedimenten der Markstein-Serie entfernt.

Petrographie:

Der „Granite des Crêtes“ ist ein mittelkörniger, relativ dunkler Granit mit Kalifeldspat-Einsprenglingen von mehreren cm Länge und vielen dunklen Schollen. Hauptbestandteile sind Kalifeldspat (Perthit mit Karlsbad-Verzwilligung), Biotit, Hornblende (bis 1 cm lange Stengel),

beide in dunklen Flecken konzentriert, Plagioklas und Quarz. Apatit, Zirkon und viel Titanit als Akzessorien; etwas sekundärer Epidot und Sericit.

Geochemie:

Der Crêtes Granit gehört zu einer Gruppe von Kalium-betonten Graniten, die sog. K-betonten oder K-Mg-betonten I-Typ-Granite, auch "shoshonitische" Granite genannt (was nomenklatorisch ein Unsinn ist). Sie zeichnen sich durch hohe Gehalte an K, Rb, U und Th aus (sog. LILE, large ion lithophile elements), ebenso hohe Leichte Seltene Erden-Gehalte (LREE; light rare earth elements), doch sind sie auch angereichert an gewissen schweren Elementen (HFSE, high field strength elements), wie Mg, Cr, Ni. Diese paradoxe Geochemie widerspiegelt sich auch in Spurenelementen und Isotopenverhältnissen: relativ flache REE Verteilungsmuster ohne Eu-Anomalie, die typisch für kontinentale tholeiitische Basalte sein könnten, kontrastieren mit Nd-Isotopenverhältnissen, die typisch für krustale Gesteine sind (d.h. ϵ_{Nd} um ca. -7).

Alter:

Der Crêtes-Granit wurde mit der U-Pb-Methode an Zirkon auf 340 ± 1 Mio. Jahre datiert.

Entstehung der Magmen:

Die K-Mg-betonten Granite des Variszikums besitzen alle ein Alter um 340 bis 335 Mio. Jahre und sind typisch für die Aufschmelzung von geochemisch angereichertem lithosphärischen Mantel und alter Unterkruste. Diese Aufschmelzung erfolgte, als sich die variszische Gebirgswurzel von der Unterkruste zu lösen begann, weil sie durch den Verlust von partiellen Schmelzen immer schwerer geworden war. Die restliche Lithosphäre wurde dadurch leichter, begann sich zu heben und es bildeten sich Dekompressionsschmelzen in Mantel und Kruste, die sich untereinander mischten.

Die Nord -/ Zentraleuropäischen Varisziden.

Die drei Hauptzonen in Mitteleuropa sind von Norden nach Süden: Das Rhenoherynikum, das Saxothuringikum und das Moldanubikum.

Rhenoherynikum

Das Rhenoherynikum ist die externe Zone des variszischen Gürtels Europas und erstreckt sich von Polen über Deutschland (rheinisches Schiefergebirge und Harz), Belgien, NE-Frankreich bis zu den britischen Inseln. Sie wird (vorsichtig) mit der externen Zone der iberischen Halbinsel gleichgestellt. Das Grundgebirge besteht aus Cadomischem Präkambrium, aufgeschlossen im London-Brabanter Massiv und im kontinentalen Europa (Ostavalonia?) aber nicht in Irland. Jungpaläozoische sedimentäre Abfolgen wurden grünschieferfaziell gefaltet, geschiefert und überschoben. Die Transportrichtung ist im Allgemeinen nach Norden, und die Deformation wanderte mit der Zeit nordwärts. Ihr Nordrand ändert seinen Charakter im Streichen: In NE-Frankreich ist er eine frontale Hauptüberschiebung, die „*Faille du Midi*“ genannt wird. Diese Überschiebung wird offenbar auf tiefenseismischen Profilen gesehen. In Norddeutschland geht sie in ein Vorlandbecken über, wie man auf tiefenseismischen Profilen erkennen kann. Ähnliche Situationen treten auf den britischen Inseln auf. Im Norden von Deutschland, in Belgien, in Frankreich und in Wales befindet sich ein Vorlandbecken das mit Kohle gefüllt ist, nicht aber in Irland, aber wieder in den Appalachen.

Die devonische Sedimentation reflektiert einen klastischen Zufluss von Norden (ORS Kontinent, für *Old Red Sandstone*, = Laurussia) auf einen marinen Schelf, der in hemipelagische Sedimentation von Turbiditen, Tonen und Karbonaten überging. Seit dem Frasnian schüttete eine südliche Quelle Flysch-Turbidite in das Becken (Mitteldeutsche Kristallinschwelle). Die Flysch-Front rückte mit der Zeit nordwärts, was das Vorrücken der variszischen tektonischen Front reflektiert.

Das Rhenoherynikum wurde im Namur-Westfal zu einem Vorlandbecken mit einem Zufluss von Sedimenten, der die Subsidenz bei weitem überstieg, sodass Kohlelagerstätten gebildet wurden (Ruhr-Kohlereviere).

Saxothuringikum: Der Schiefer-Faltengürtel

Nach Nordwesten gerichtete Überschiebung und zugehörige Falten beeinflussen eine ununterbrochene Abfolge von neoproterozoischen bis oberviséischen Sedimenten mit vulkanischem

Beweis für Rifting während des Kambro-Ordoviziums. Tiefseebedingungen waren während des Silur-Devon dominant. Kristalline Komplexe (Lausitzer Block, Erzgebirge, Granulit Massiv, Münchberg Gneis Complex) wurden auf die meist unmetamorphen paläozoischen Sedimente überschoben.

Moldanubikum

Die westliche Fortsetzung vom Moldanubikum und Saxothuringikum beruht auf geophysikalischen Informationen. Im Südosten bilden sie das Böhmisches Massiv.

Böhmisches Massiv

Hochgradig metamorphe Decken wurden auf beide, nordwestlichen (Saxothuringikum) und südöstlichen (Moravo-Schlesische Zone) Vorlandeinheiten überschoben. Grosse Granitoide erscheinen meistens in der 340-330 Ma alten Abfolge. Spätkarbonische Becken zeigen, dass auch in diesem Gebiet späte Extension stattgefunden hat.

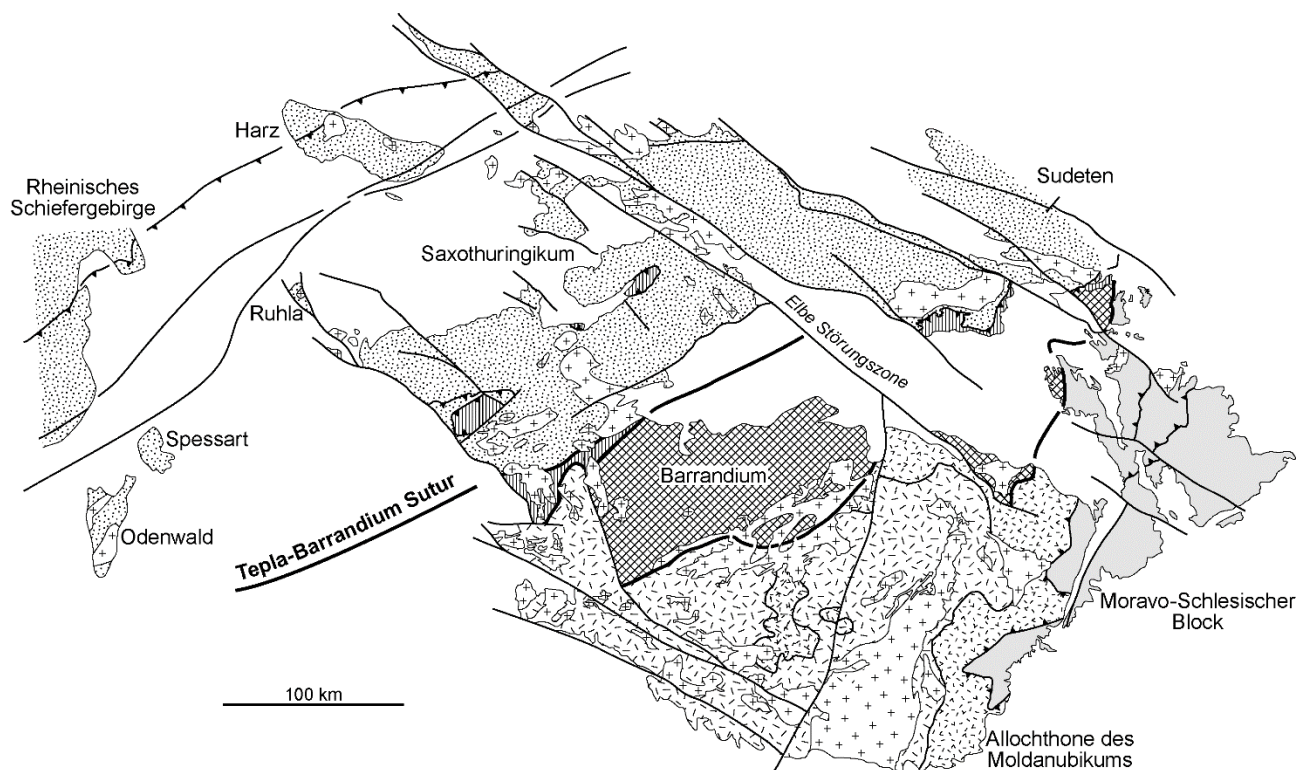
Barrandium: Kleinkontinent

Das Grundgebirge des Barrandiums enthält spätproterozoische Schiefer, überlagert von kambrischen bis mitteldevonischen marinen Sedimenten. Sie wurden miteinbezogen in mehr oder weniger offene, süd-gerichtete Falten während niedriggradiger Metamorphose. Das heisst, dass die Region nur wenig erodiert wurde, weil sie kaum verdickt worden war. Wie dem auch sei, scheint diese Einheit nach Süden über das Moldanubikum geschoben worden zu sein.

Granitoide erscheinen meistens in der 340-330 Ma alten Abfolge. Spätkarbonische Becken zeigen, dass auch hier späte Extension stattgefunden hat.

Moldanubikum: Inneres Hinterland des variszischen Gebirges

Im Böhmisches Massiv wurden granulitfazielle und eklogitische Einheiten über ein riesiges Gebiet von Anatexiten und Graniten geschoben, das sogenannte Moldanubikum.



Der untere Teil setzt sich zusammen aus Para- und Orthogneisen, welche im frühen Devon metamorphisiert wurden. Eklogite sind sporadisch. Charakteristisch ist hier die inverse tektonische Überlagerung metamorpher Zonen. Das Überschiebungereignis in Richtung Vorland ging einer weitverbreiteten Niedrigdruck-Metamorphose voraus, die das Moldanubikum sensu stricto prägte.

Die mittlere Einheit beinhaltet anatektische Gneise mit Granuliten, Serpentiniten und anderen mafischen Gesteinen. Eine südgerichtete Transportrichtung lässt sich anhand der Vergenz von Strukturen und der Richtung der Lineationen ableiten.

Die obere Gneiseinheit ist tektonisch von den unteren und mittleren Einheiten durch eine Ophiolitartige Sequenz getrennt.

Moravo-Schlesische Zone: Südlicher Kontinent

Die Moravo-Schlesische Zone im südosten des Böhmisches Massivs umfasst einen Cadomisch kristallines Grundgebirge, bedeckt mit Flachwasser- und pelagischen Sedimenten aus dem Silur bis Karbon (syn-orogener Kulm-Typ Flysch des schlesischen Trogs aus dem Unterkarbon) und einer Molasse-Typ Sequenz aus dem Spätkarbon.

Der mährische Deckenkomplex umfasst Cadomisch tektonische Elemente, die durch variszische amphibolit- bis grünschieferfazielle Metamorphose und zugehörige duktile Verformung beeinflusst wurden.

Nebensächliche Gebiete

Isolierte kontinentale Blöcke, wie Korsika-Sardinien oder der balearische Block und ebenso der gesamte Alpengürtel, umfassen ebenfalls ein variszisches Grundgebirge. Im Allgemeinen enthalten diese Gebiete hochgradig metamorphe Gesteine und Granite, und lokalisierte externe Zonen, die im Grossen und Ganzen vom Aufbau her ähnlich der moldanubischen Zone sind.

Tektonische Modelle

Seit dem Aufkommen der Plattentektonik hat sich ein Bewusstsein für das Orogen als Ganzes entwickelt. Die zwei ausgedehnten Regionen des europäisch variszischen Gürtels werden separat beschrieben.

- Der zentrale und nördliche Gürtel, der vom zentralen Europa bis zu den britischen Inseln reicht;
- Der westliche Gürtel, der die Hauptinliers von Frankreich (Bretagne und Zentrale Massiv) und der iberischen Halbinsel miteinschliesst.

Westliche Varisziden: Südliche Suturzone

Die variszischen Orogene Westeuropas haben folgende Eigenschaften:

- Grosse Überschiebungen, die einen Versatz von bis zu 200 km zeigen, sowie grosse liegende Falten, mit einer Vergenz in Richtung des innen ibero-armorikanischen Bogens. Decken umfassen Ophiolite und Gesteine von den altpaläozoischen passiven Rändern, von beiden Seiten des reliktschen Ozeans. Die tektonische Verschuppung stammt aus der nach nord- und west-tauchenden Subduktion und Schliessung des "Proto-Tethys" Ozeans.
- Polyphase variszische Metamorphose im zentralen kristallinen Teil des Orogens, nahe der vermutlichen Hauptsuturzone, mit einem frühen Hochdruckstadium um 400 Ma, gefolgt von Mittel- bis Niedrigdruckstadien zwischen 370 und 330 Ma.
- Abnehmendes Alter, bzw. Migration, der tektono-metamorphen Ereignisse von den internen kristallinen Teilen (380-400 Ma) zu den externen Becken (330-300 Ma) mit gleichzeitiger Änderung des Deformationsstils von den tieferen Einheiten mit duktilen Überschiebungen und überkippten Falten zu den höheren mit oberflächennahem Décollement und Deckschichttektonik. Die autochthonen Regionen bestehen aus altpaläozoischen Flachwassersedimenten, die am Rand Gondwanas abgelagert wurden.
- Bildung zweier Haupttypen von granitischen Magmen, während und nach dem tektono-metamorphen Höhepunkt :
 - Aluminiumreiche Intrusionen, meistens Leukogranite und untergeordnet Monzogranite und Diorite, hängen mehr oder weniger mit der Metamorphose zusammen. Sie sind durch wasserreiche Anatexis paläozoischer und präkambrischer Sedimente in der mittleren Kruste entstanden. Diese Granitoide weisen ein hohes anfängliches Sr-Isotopen Verhältnis auf (0,710 bis 0,720). Ihre Platznahme fanden zwischen 360 und 310 Ma statt.

- Kalkalkalische Granodiorite mit niedrigem, anfänglichem Sr-Verhältnis sind durch Schmelzen der unteren Kruste entstanden. Einige dieser Granitoide nahmen schon früh Platz (330-340 Ma) aber die meisten intrudierten später (300-280 Ma) in Bezug auf das haupttektono-metamorphe Ereignis. Der wahrscheinlichste Mechanismus dieses post-kollisionalen Magmatismus ist die extensionale Entlastung nach der Krustenverdickung, die zum Schmelzen der tiefen kontinentalen Wurzel führte.

Im Süden beinhaltet das iberische Profil ein Segment der zentralen Varisziden.

Zentrale Varisziden: Nördliche Suturzone

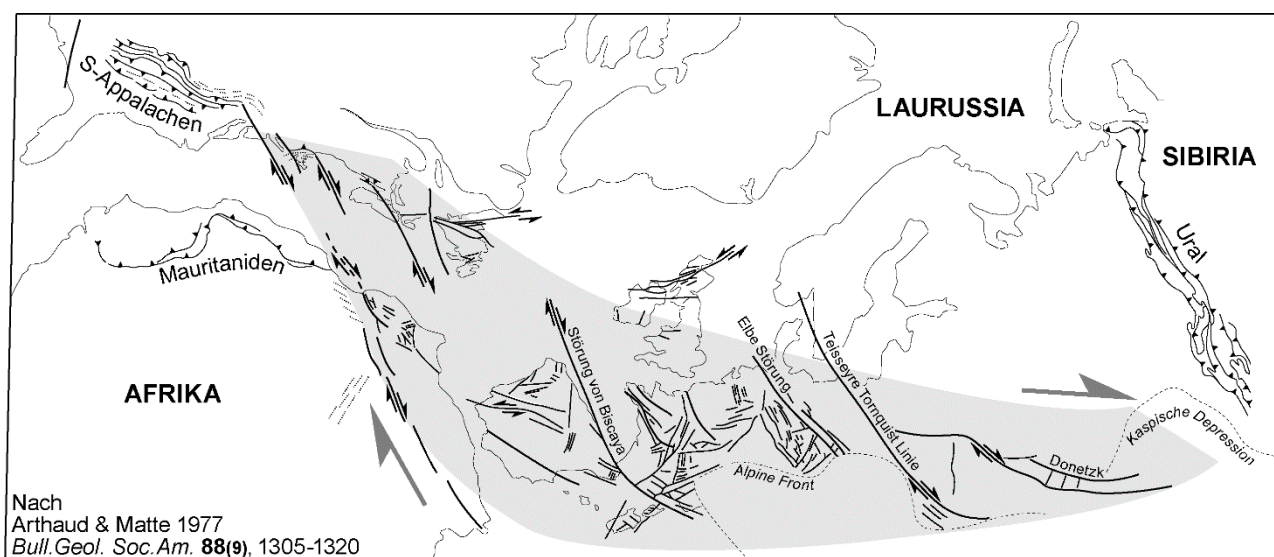
Konvergenz zwischen Laurussia und Gondwana hat die Öffnung des engen rhenoherynischen ozeanischen (Back-arc?) Beckens entlang der Avalonia-Armorica Grenze begünstigt. Die Überreste dieses Beckens können von Südpotugal über Wales und das Rheinische Schiefergebirge in Mähren zurückverfolgt werden.

In Übereinstimmung mit der strukturellen Vergenz subduzierte der rhenoherynische Ozean nach Süden. Kollision zwischen Armorica und Avalonia (Saxothüringikum, Böhmen und Moldanubikum) mit Laurasia fand im Ende des Devons statt.

Die variszische Verformung fand hauptsächlich im frühen Karbon statt, typischerweise mit der Einbeziehung der kollidierten kontinentalen Lithosphären und der Migration in Richtung Vorländer, die mit syn-orogenen klastischen Ablagerungen gefüllt sind. Abschliessende Erosion des Gebirgssystems während des späten Karbons versorgte seichte Meeres- und Flusssysteme mit klastischen Sedimenten unter tropischem Klima, das das breite Kohlebecken Europas generiert hat.

Späte Scherzonen, Eindrückungsmodell und Intrusion von Graniten

Blattverschiebungstektonik dominierte die jungpaläozoische Geschichte des südlichen Europas und Nordafrikas. Dies wird als allgemeine rechtssinnige Zerrung interpretiert wegen der Relativbewegung des nördlichen Teils von Pangäa (Kanadischer Schild, Grönland und stabiles Europa) in Bezug auf den südlichen Teil (Afrika, Indien, Australien). Die Relativbewegung der beiden Unterplatten wurde an beiden Enden der Blattverschiebungszone in Verkürzung transformiert und führte zur Bildung des Urals im Osten und der südlichen Appalachen im Westen.



Spät-variszische Blattverschiebungen interpretiert als Riedel-Schersystem in einer allgemein rechtssinnigen Zone zwischen Afrika und Laurussia, mit Verkürzung im Kompressionsquadranten der Appalachen und des Urals

Die Blattverschiebungstektonik in der permisch-karbonischen kontinentalen Lithosphäre kontrollierte das Aufsteigen, die Platznahme und den Standort der Granitoide. Zwei Möglichkeiten sind entweder tiefreichende Scherzonen, die einen Aufstieg für die Granite lieferten oder

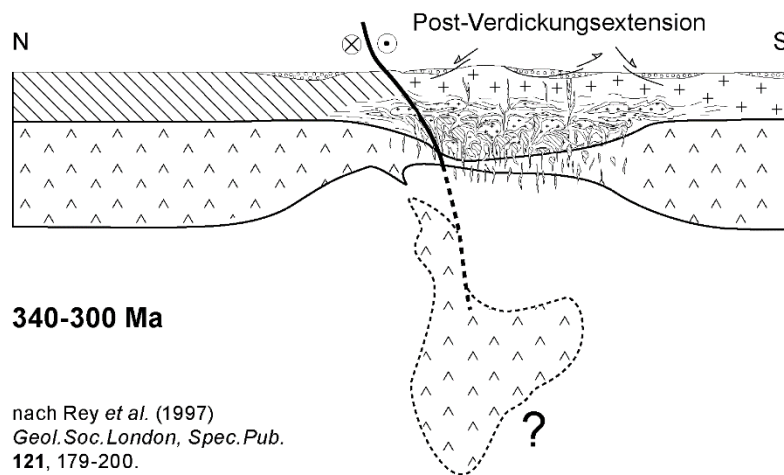
Reibungswärme innerhalb der Scherzone, welche genug hohe Temperaturen erzeugte, um Anatexis zu verursachen. Es gibt Argumente gegen die Reibungswärme, basierend auf ungeeigneten Gesteinsviskositäten, Bewegungsraten und -dauer.

Später Kollaps und Extension

Eine Vielzahl des granitischen Plutonismus in den Varisziden wurde durch späte orogene Extension verursacht, d.h. die dicker werdende Kruste wurde gravitativ instabil und dehnte sich infolge dessen seitlich aus. Darauf folgende Ausdünnung verursacht Anhebung der Isothermen und Erwärmung und Aufschmelzen des Unterteils der Kruste. Orogener Kollaps im Karbon und folgende Extension im Perm (330-290Ma) verursachten:

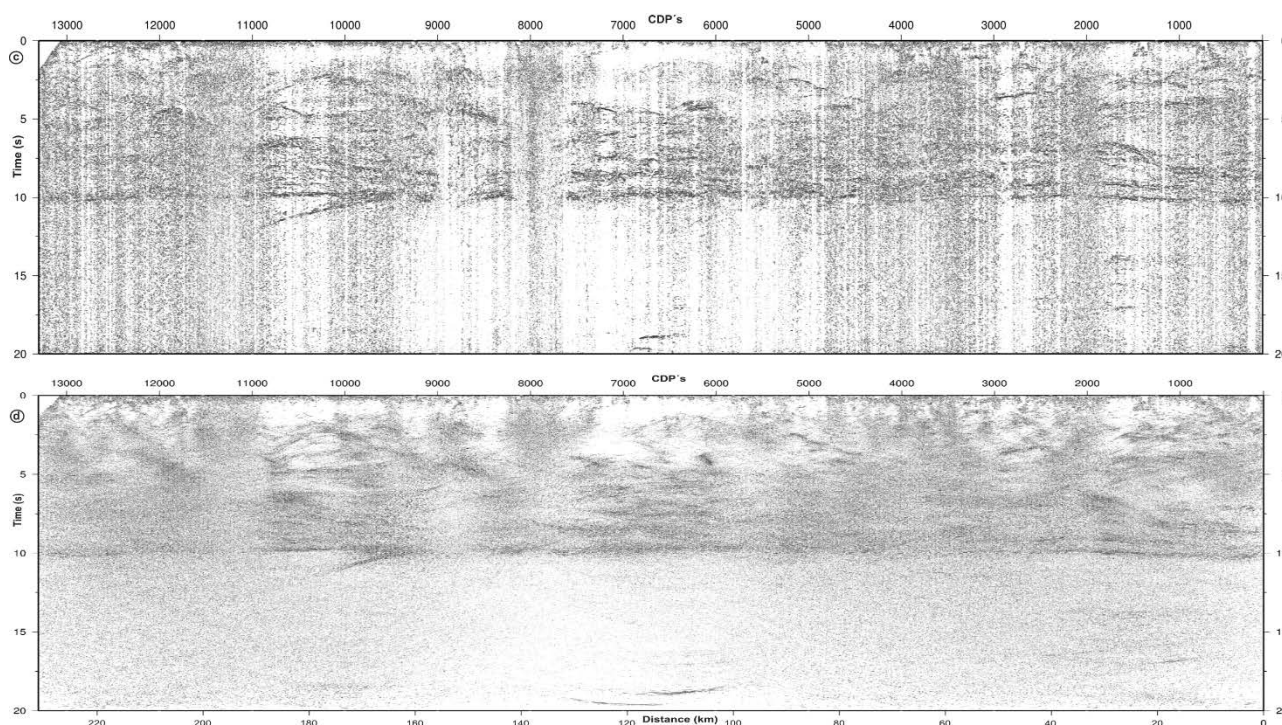
- Extensionale Gneisdome verbunden mit der Ausbreitung der europäischen Erdkruste.
- Regionale HT-LP Metamorphose.
- Herstellung grosser Mengen anatektischen Materials (Leukogranite).
- Bimodaler Vulkanismus.

Die Folgen sind, dass der Versatz der präextensionalen Überschiebungen nicht so gross war und der variszischen Gürtel nicht so breit war, wie von Karten geschätzt.



Untere Kruste Europas

Tiefe seismische Reflexionsprofile haben eine stark reflektierende Hochgeschwindigkeitsunterkruste in mehreren europäischen Ländern identifiziert. Diese meist subhorizontalen, dichten Reflektoren werden verschiedentlich auf ein starkes Gefüge oder Lagergänge zurückgeführt. Xenolithe in tertiären vulkanischen Gesteinen Europas sind natürliche Proben dieser wenige Kilometer dicken "geschichteten" unteren Kruste. Die Petrologie hat eine breite Palette von Gesteinsarten, einschliesslich Eklogiten, mafischen Granat-haltigen und Granat-freien Granuliten zu felsischen Granuliten und hochgradigen Metasedimenten beschrieben. Zirkonalter von krustalen Xenolithen sind oft jünger als die gleichen aufgeschlossenen Gesteine. Dies deutet darauf hin, dass magmatische Unterplattung viel Material an der Basis der variszischen Kruste während des Rifting und orogenen Kollaps aufgenommen hat.



Aus: Martinez Poyatos *et al.* 2012 *Tectonics* **31** doi:10.1029/2011TC002995

Uraliden

Die Berge des Urals stellen ein spät-paläozoisches Kollisionsorogen dar, das sich zwischen Fennoarmatia und dem paläozoischen Alaid-Inselbogenkomplexen entwickelte. Ein Profil von West nach Ost zeigt: (1) ein weites permisches peripheres Vorlandbecken (prä-uralisches Vortief), welches sich auf der paläozoischen Bedeckung von Fennoarmatia bildete; (2) den Suvanyak Akkretionskeil; (3) die Zilair und Maksutovo Decken und Komplexe und (4) einige Inselbogenkomplexe, welche den Magnitogorsk Inselbogen beinhalten. Dieser Bogen hat die devonische bis früh-karbonische Subduktion eines ozeanischen Beckens, welches den Bogen vom Laurussischen Kontinent trennte, mitgemacht. Der Maksutovo Inselbogen enthält Hochdruckgesteine, welche während der Kontinent-Inselbogen-Kollision innerhalb der Subduktionszone gebildet wurden.

Zusammenfassung

Die geologischen Eigenschaften der variszischen Gebiete sind typisch für Kollisionsgebirge.

Es existierten zwei Hauptplatten: Laurussia im Norden (mit den neu angeschweissten kaledonischen Terranen entlang seines südlichen Randes) und Gondwana im Süden (hauptsächlich Afrika) konvergieren mit einigen Kleinplatten dazwischen. Durch aufeinanderfolgende Kollisionen entstand der Grosskontinent Pangäa.

Im späten Devon und im frühen Karbon wurde Gondwana nach Norden verschoben und nach rechts gedreht. Laurussia wurde nördlich mit einer schnelleren Rate verschoben und fing an, sich gegen den Uhrzeigersinn zu drehen.

Im späten Karbon erfolgten die Hauptänderungen in den Plattenbewegungen, wie die Kollision zwischen Süd- und Nordamerika. Gondwana fing an, sich gegen den Uhrzeigersinn zu drehen und kollidierte mit Laurussia, mit intermediären Mikroplatten, die zusammengedrückt und gedreht wurden.

Die Hauptüberschiebungen mit mafischen bis ultramafischen Gesteinen und Hochdruck-Metamorphose wurden auf Suturzonen geschoben. Eine Suture erstreckt sich bis westlich von Galizien und vielleicht bis in die Coimbra-Cordoba Scherzone als Wurzelzone der westgalizischen Ophiolitdecken.

Kollision führte zu fächerartigen Falten und Überschiebungen, die nach aussen in Richtung Vorlandbecken gerichtet sind.

Die variszischen Ereignisse können erklärt werden durch eine logische Abfolge durch:

* Schliessung eines früh-paläozoischen Ozeans während des späten Ordoviziums und Silurs durch intraozeanische Subduktion nach Nordwesten (synthetisch mit dem grossen Überschiebungssystem), die zu Obduktion im Silur und frühen Devon führte. Die Richtung der Subduktion wird durch die Vergenz und Deckentransportrichtungen bestimmt.

* Kollision während des mittleren bis späten Devons und progressive Unterschiebung eines südlichen Vorsprungs von Gondwana unter einen nördlichen Kontinent während des frühen bis mittleren Karbons. Der Nachweis von Resten ozeanischer Lithosphäre wurde mit geochemischen Untersuchungen erbracht. Retromorphose von ursprünglichen Hochdruckvergesellschaftungen zu Mitteldruck- und Barrow-typ-Metamorphose und die Entwicklung von anatektischen Graniten erfolgte in diesem Stadium.

* Zunehmende intrakontinentale Deformation fand statt, während aufsteigende anatektische Granite von einer Hochtemperaturmetamorphose begleitet wurden. Migration der Metamorphose und Deformation von den internen zu den externen Zonen und der Aufstieg vieler Granitoide von den tieferen Teilen der verdickten kontinentalen Kruste war durchdringend. Die gebogene Form des Gürtels entstand nach der Kollision durch progressiven Zusammenstoss des südlichen kontinentalen Vorgebirges auf den Nordkontinent. Intrakontinentale Deformation resultiert aus der Blockierung der Subduktionszonen infolge der unterschobenen kontinentalen Kruste.

* Der kontinentalen Verdickung folgte Extension, als Übergang zur Öffnung der Tethys.

Pangäa enthielt in ihrem östlichen Zentrum eine ozeanische Bucht der Tethys. Aufgrund der späten rechtsinnigen Scherung zwischen Gondwana und Eurasien während des Karbons und Perms verbreiterte sich der Tethys-Ozean in eine grosse Bucht, die sich vom Proto-Pazifischen Ozean nach Westen ausweitete, und das Rifting begann wieder. Die spätpaläozoische Transgression, die nach Westen vorrückte, bildete einen tethyschen Schelf und erreichte das Gebiet der künftigen Alpen, wo entsprechende Ablagerungen die Entstehung des variszischen Grundgebirges im Spätkarbon festhalten.

Empfohlene Literatur

- Burg, J.-P., Van Den Driessche, J. & Brun, J.-P. 1994. Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Mode and structural consequences. *Géologie de la France* **3**, 33-51.
- Franke, W. 1989a. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geological Society of America, Special Paper* **230**, 67-90.
- Franke, W. 1989b. Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. *Tectonophysics* **169**, 221-228.
- Franke, W. & Engel, W. 1986. Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8/2**(1), 25-33.
- Hutton, D. H. W. & Reavy, R. J. 1992. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. *Tectonics* **11**(5), 960-967.
- Matte, P. 1983. Two geotraverses across the Ibero-Armorican Variscan arc of Western Europe. *Am. Geophys. Union Pub., Geodynamics Series* **10**, 53-81.
- Matte, P. 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics* **126**, 329-374.
- Matte, P. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics* **196**, 309-337.

- Matte, P. 1998. Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides. *GFF* **120**, 209-222.
- Matte, P. & Burg, J.-P. 1981. Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. In: *Thrust and nappe tectonics* (edited by Coward, M. P. & McClay, K.) Geological Society Special Publication, London, **9**, 353-358.
- Scotese, C. R. & McKerrow, W. S. 1990. Revised World maps and introduction. *Geological Society Memoir* **12**, 1-21.