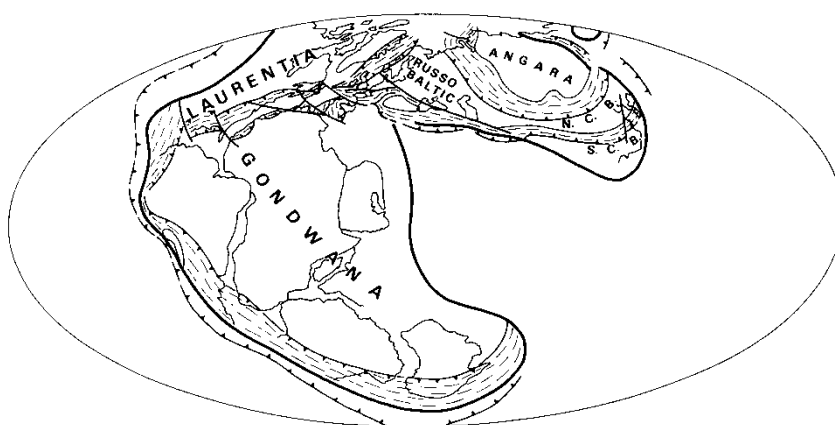


## Der variszische Gebirgsgürtel – ein altes Kollisionsorogen

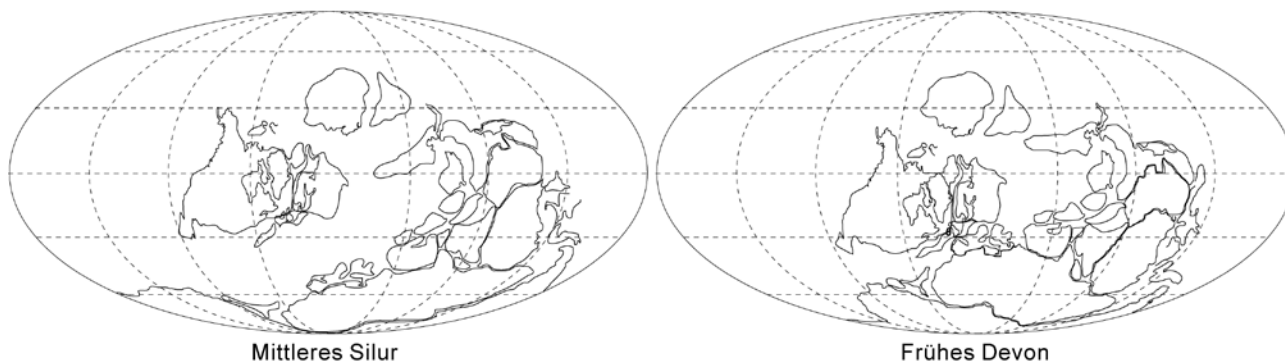
Der Zusammenschluss des Superkontinentes Pangäa wird durch eine Reihenfolge von paläozoischen orogenischen Kollisionsereignissen markiert (z.B., kaledonische-, Appalachen-variszische-, Ouachita-, uralische Kollision). Der variszische Gebirgsgürtel erstreckt sich über die vollständige Ausdehnung Europas 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 viel der kontinentalen Kruste Europas während des späten Paläozoikums umgestaltet und zum Teil neu gebildet. Zusammen mit dem Ural in Russland, den Kaledoniden in Skandinavien und Schottland, den Appalachen in Amerika, den Mauretaniden in Afrika, dem Tien Shan in Asien und dem Lachlan Faltengürtel in Australien, ist der variszische Gebirgsgürtel ein Segment in einem Gebirgssystem das sich während dem Paläozoikum um die gesamte Erde erstreckte, ähnlich wie sich heute die alpinen Gebirge um den Globus verteilen.



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

Rekonstruktionen die auf paläomagnetischen Daten basieren, zeigen, dass der variszische Gürtel aus einer im Devon stattgefundenen Kollision zwischen zwei kontinentalen Hauptmassen resultiert: im Nordwesten Laurasia, entstanden aus der Kollision von Laurentia-Baltika während der kaledonischen Orogenese, und im Südosten Gondwana. Verschiedene Mikrokontinente insgesamt bezeichnet als Armorika (Saxothuringische Zone in Zentraleuropa) wurden im Laufe der Zeit akkretioniert. Die Konvergenz resultierte in der Schliessung von mehreren ozeanischen Becken die zum Rheischen Ozean gehörten.

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



Mittleres Silur

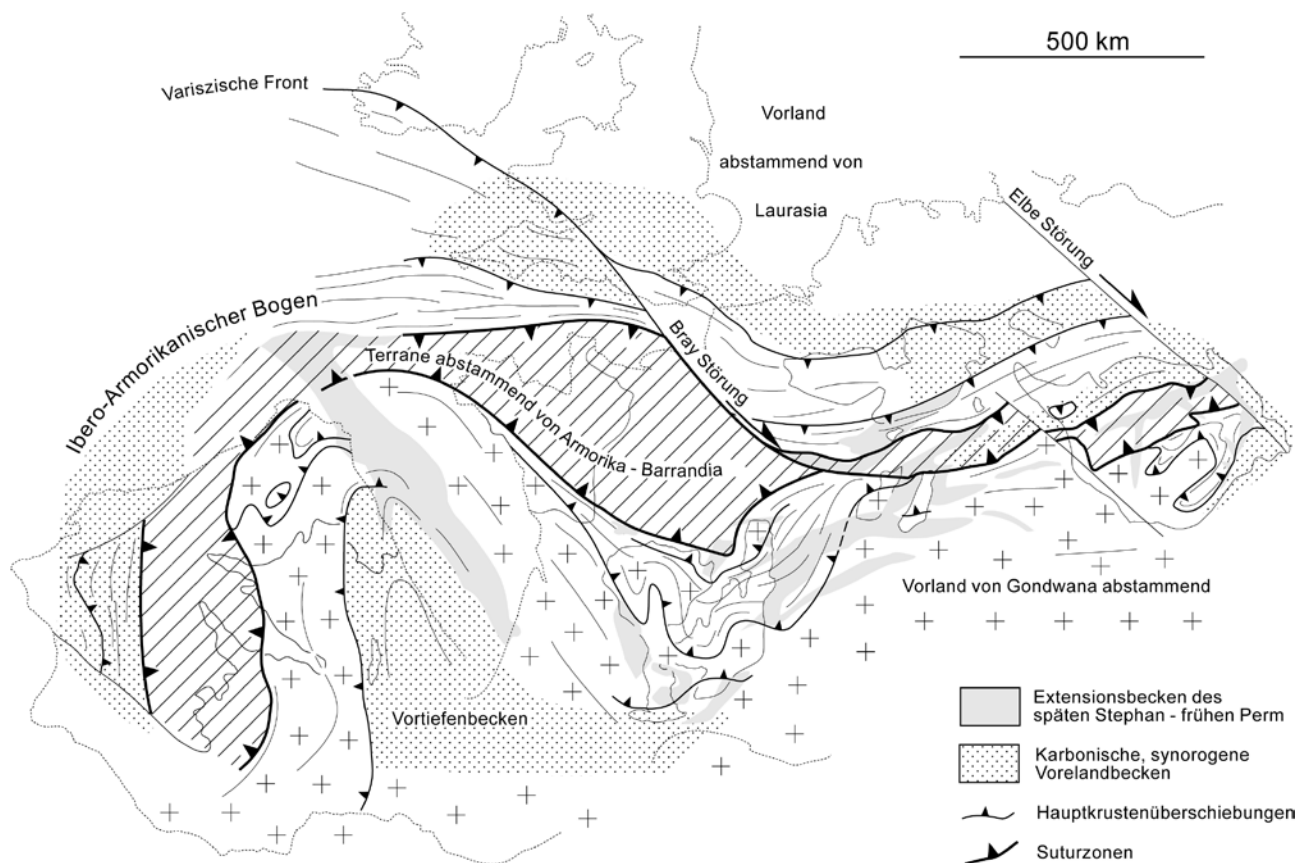
Frühes Devon

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-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 wird aber verkompliziert, 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 Plattentektonikzyklen wie kontinentale Rifts, Reste von ozeanischen Lithosphären (Ophiolite), magmatische Bögen und Gürtel von metamorphen Hochdruckgesteinen, von denen einige unter Mantelbedingungen (Subduktion) begraben wurden bevor diese wieder an die Oberfläche aufgestiegen sind. Da die Menge der ozeanischen Lithosphäre, die durch Subduktion verloren wurde, nur durch paläomagnetische Methoden festgestellt werden kann, muss die Deformation der kontinentalen Kruste aus geologischen Studien rekonstruiert werden. Diese Vorlesung bezieht sich auf Beschreibungen aus Westeuropa.

### Hauptaufschlüsse der westeuropäischen Varisziden

Bis ins frühe Perm, wurden die Gebirge tief erodiert und Gesteine die der variszischen Gebirgsbildung unterlagen wurden anschliessend von permischen, mesozoischen und känozoischen Sedimenten überlagert. Die Winkeldiskordanz zwischen dem variszischen Grundgebirge und der sedimentären Abdeckung ist ein Schlüsselmerkmal der Geologie von Europa. Dieses Grundgebirge tritt in einer Anzahl von Aufschlüssen über Europa verteilt zu Tage. Die Hauptaufschlüsse von Ost nach West sind: Das Böhmisches Massiv, das Rheinische Schiefergebirge, der Schwarzwald, die Vogesen, das Norddeutsche Kohlebecken, in Belgien und NE Frankreich (Ardennen), das Zentralmassiv (Frankreich), die Bretagne, die Britischen Inseln, in Nordspanien und der Südwesten der Iberischen Halbinsel.



Die variszische Orogenese schuf das Grundgebirge welches heute innerhalb des alpin-mediterranen Gebirgsgürtels (einschliesslich der Inseln) aufgeschlossen ist. Die Atlas-Berge in Marokko und südlicher, Teile der Mauretaniden werden als die südlichste Ausdehnung der europäischen Varisziden angenommen.

### 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.

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

- (1) Das westliche variszische Orogen (Bretagne, Zentral Massiv, Iberia) und
- (2) Das zentrale variszische Orogen (Böhmisches Massiv, Rheinisches Massiv, Ardennen).

Jedoch teilen beide Teile einige gemeinsame Merkmale, wie die Migration der tektonometamorphen Ereignisse, ausgehend von den internen kristallinen Bereichen (400-380 Ma) bis zu den äusseren Becken (330-300 Ma), sowie Änderungen im Deformationsstil von tieferen Einheiten (mit duktilen Überschiebungen und liegenden Falten) zu den höheren Einheiten (mit oberflächennahem Abscherhorizont, Deckschicht-Tektonik und Falten- und Überschiebungsgürteln). Alle Profile zeigen ein fächerförmiges Gebirge mit entgegengesetzter Vergenz zu beiden Seiten des Armorika Terrans.

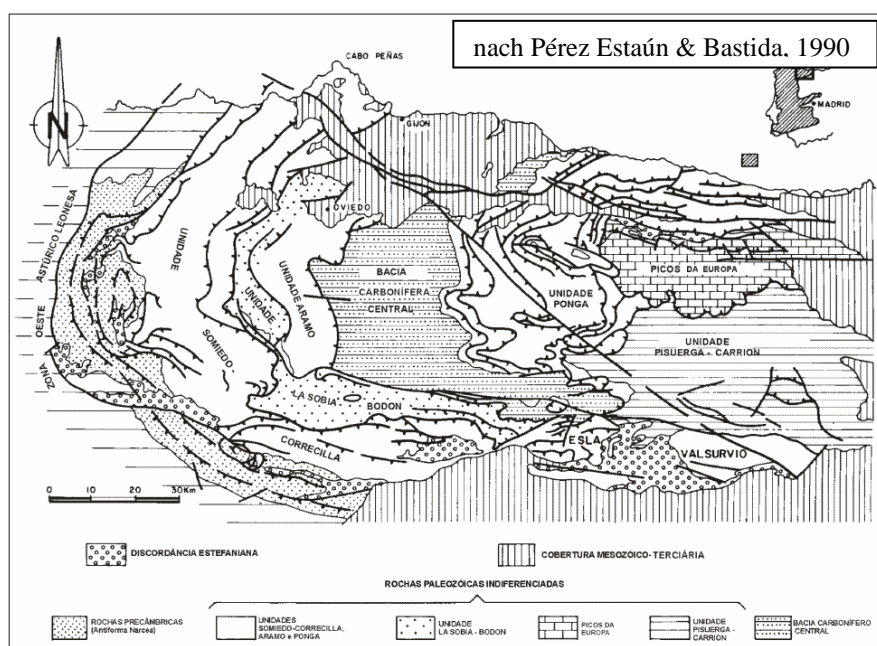
### Syntaxen

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

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

### *Ibero-Armorikanische Syntaxe*

Ein markanter, bogenförmiger Umriss tritt in Nordspanien dort auf, wo das variszische Streichen um 180° im Kantabrischen Gebirge umbiegt.



Die tektonischen Rekonstruktionen werden auf den gut bekannten Relativbewegungen zwischen der iberischen Halbinsel und dem stabilen Europa basiert. Sie berücksichtigen auch den Zusammenhang der variszischen Strukturen sowie der Orientierungen der Strukturen unter der mesozoischen Deckschicht, welche aus Schwere- und magnetischen Messungen bekannt sind auf beiden Seiten der Bucht von Biskaya. Durch theoretisches Schliessen der Bucht von Biskaya kann Iberia in seine prä-mesozoische Position zurück rotiert werden und es wird ersichtlich, dass der variszischen Gürtel eine nach innen engere Haarnadelbiegung folgt: diese wird die "Ibero-Armorikanische Syntaxe" genannt.

### *Moravische-saxothuringische Syntaxe*

#### Geologische Zonen

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

- Das nord-variszische Vorland, das mit früh-karbonischen Schelfsedimenten ("Kohlenkalk") und mächtigen spät-karbonischen klastischen Sedimenten und Kohle während der abschliessenden Stadien des variszischen Orogens aufgefüllt ist.
- Die Rhenoherynische Zone, diese 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 portugiesischen Südzone weiterverfolgt werden, die spät-devonische bis früh-karbonische, vulkano-sedimentäre Becken und viele massive Sulfidablagerungen aufschliesst.
- Der Giesen und der Lizard Ophiolit, stellen einen mittel- bis spät-devonischen Ozeanboden dar, welcher auf die Rhenoherynische Zone obduziert wurde. Die Ophiolite kennzeichnen die Suture zwischen Laurussia, im Norden, und den Mikrokontinenten im Süden.
- Die Saxothuringische Zone (Armorika) schliesst Mikrokontinente mit ein, die an Laurussia während des Karbons angeschweisst wurden. Der Nordrand der Saxothuringischen Zone enthält Reste von magmatischen und metamorphen Gesteinen, die im Hangenden einer Subduktionszone gebildet worden sind.
- Die nach Süden angrenzende moldanubische Zone, ist das eigentliche metamorphe Hinterland, welches vom böhmischen Massiv bis nach Galizien in der Iberischen Halbinsel verfolgt werden kann. Diese Zone enthält einige hochgradig tektonische Einheiten und eine Hauptsuturezone, die durch Hochdruckmetamorphismus (Eklogite, Granulite und Blauschiefer), ophiolitische Fragmente, Mélanges und Mantelgesteine gekennzeichnet wird. Alle Abschnitte weisen grosse liegende Falten und duktile Überschiebungen auf, die hochgradig metamorphe Gesteine bis zu 200 km weit überschoben haben. Polyphaser syntektonischer Metamorphismus zeigt sich mit einer frühen Hochdruckphase, zwischen 400 und 380 Ma (Subduktionsbezogen?), und eine spätere Niederdruckphase mit lokaler Inversion der Isograden (350-330 Ma). Im Allgemeinen ist die metamorphe Geschichte durch abnehmende Drucke und ansteigende Temperaturen im Laufe der Zeit charakterisiert. Grosse Volumen granitischen Materials entstanden durch Aufschmelzen der kontinentalen Kruste, als die Kruste dick war. Die moldanubische Zone zeigt ebenfalls eine Änderung in ihrer orogenen Polarität, infolge dessen das der nördliche Rand nach Norden transportiert wurde und der südliche nach Süden.
- 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, die bei der Untersuchung der Orogene verwendet werden, ist jenes, dass das Auftreten einer Winkeldiskordanz zwischen einer gefalteten tieferen Abfolge und einer verhältnismässig undeformierten darüberliegenden Abfolge auf eine orogene Phase hindeutet, die in diesem Zeitabstand stattgefunden haben muss. Solch ein "Fall" wurde dann durch die

biostratigraphischen Daten dieser Abfolgen eingeklammert. Auf diese Art wurden vor der isotopischen Datierung einige orogene Phasen quer über den europäischen variszischen Gürtel definiert. Weitere Erkenntnisse über die orogene Geschichte beinhaltete die europaweite Korrelierung dieser Phasen. Die drei Hauptphasen waren: 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 wurde in (oberstes Karbon, 290-295Ma) Spanien definiert, sie wurde durch die randlichen Falten- und Überschiebungsgürtel sowie durch weitere Deformation im Inneren verursacht.

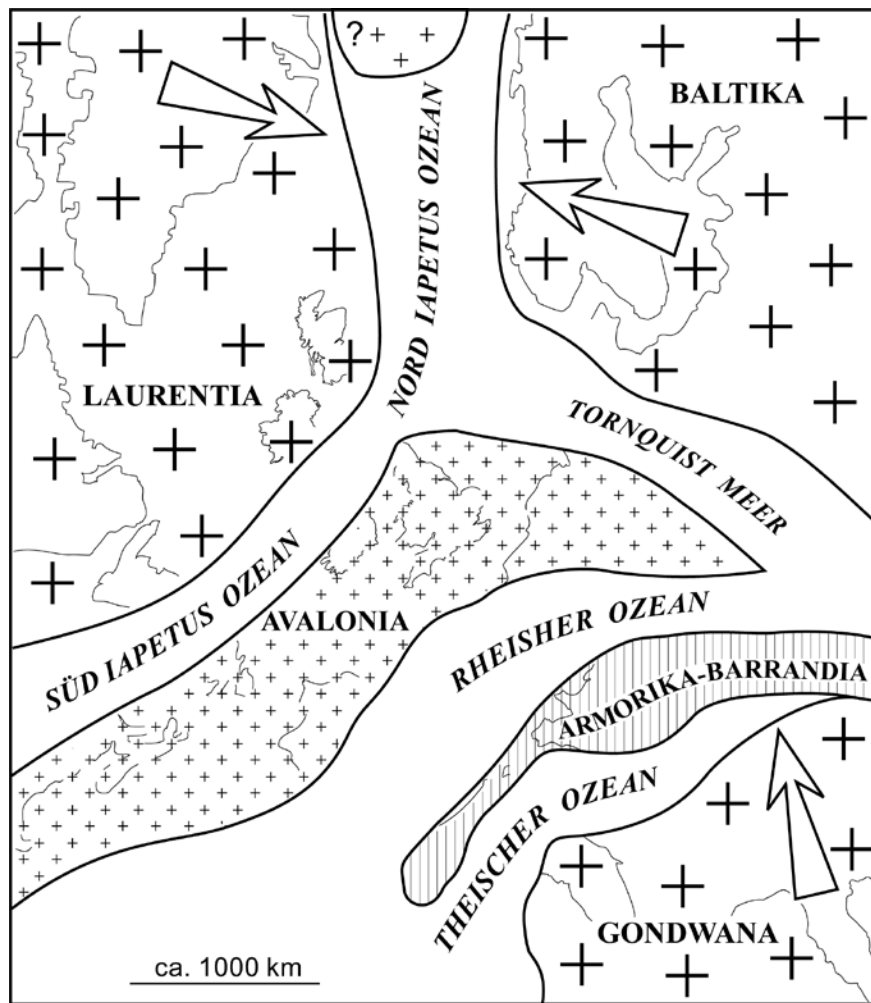
Aber bedeutet das Auftreten einer Winkeldiskordanz, dass es orogene Hauptphasen gab, und was bedeutet das Konzept einer orogenen Phase überhaupt?

Es gibt mehrere Arten, wie sich Winkeldiskordanzen entwickeln können. Der klassische Modus beinhaltet eine Deformationsphase, die von Hebung, Erosion und erneueter Sedimentation gefolgt ist. Andererseits kann erhebliche Hebung durch Verkippung und Erosion auch während Extension zu Stande kommen. Es ist wichtig, zwischen diesen zwei Modellen zu unterscheiden, da jedes in einer sehr unterschiedlichen tektonischen Schlussfolgerung resultiert. Es ist schwierig, die Natur einiger Diskordanzen zu definieren und folglich bestehen unterschiedliche Auffassungen über ihre orogene 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).

### Geologische Platten

Moderne strukturelle, petrologische, geochemische, geophysikalische und geochronologische Untersuchungen in den internen Kristallinonen zeigen die Existenz von grossräumiger Decken- und Überschiebungstektonik sowie dem Vorhandensein ozeanischer Suturen. Daher war bei der Bildung des Gürtels Plattentektonik mit folgenden Merkmalen beteiligt:

- Die Falten und Überschiebungen sind fächerartig nach aussen gegen die externen Becken gerichtet.
- Zwischen zwei ophiolitartigen Suturen befindet sich ein langes, schmales und kontinentales Rückrat.
- Der nördliche Kontinent ist bekannt als Laurussia, ein Gebiet, das sich über Nord- und Nordosteuropa erstreckt,
- Der südliche Kontinent wird Gondwana genannt.
- Die dazwischen liegenden kontinentalen Fragmente sind Spanien, die Bretagne und Nordfrankreich, und Teile Deutschlands bis hin in die Gegend von Prag. Mehrere Mikrokontinente bestehen aus spät-präkambrischen Schiefen, dem sogenannten Barrandium, überlagert von einer typischen Abfolge von Quarziten aus dem frühen Ordovizium.



Kontinente und Ozeane im frühen Paläozoikum  
Breite des Ozeans ist unbekannt

- Der nördliche Ozean, mit dessen Schliessung sich der nördliche Zweig der Varisziden entwickelte, ist als Rheischer Ozean bekannt. Im späten Kambrium- frühen Ordovizium wurde dieser Ozean durch die Drift und Zerstückelung der kontinentalen peri-Gondwana Blöcke, die sich vom Nordrand Gondwana's lösten, gebildet.
- Der südliche Ozean besitzt mehrere Namen und wartet noch auf eine ordentliche Taufe. Nennen wir ihn einmal Proto-Tethys. Suturen, Überschiebungen und Decken sind besser ausgeprägt auf der konkaven (nördlichen) Seite des Gürtels.

### Paleomagnetische Information

Gegen Ende des späten Kambrium bis ins frühe Ordovizium bildete sich der Rheische Ozean durch das Abdriften von einigen randlichen Gondwana Terranes (z.B., Avalonia, Carolina) weg von dem Nordrand von Gondwana. Paläomagnetische Daten begrenzen gut die Positionen und die Bewegungsgeschichte der verschiedenen, vor-paläozoischen kontinentalen Blöcke (Gondwana, Baltika, Laurentia, Avalonia, Armorika).

### **Öffnung und Einstellung der ozeanischen Becken**

Im Kambrium grenzten Avalonia und Armorika an den Nordrand von Gondwana und verblieben in dieser Lage bis ins frühe Ordovizium. Im frühen Ordovizium befand sich der nördliche Rand von Gondwana in höheren südlichen Breiten, während Baltika sich zwischen 30 und 60°S Breite befand, d.h. es stand in Bezug auf seine heutigen Orientierung auf dem Kopf; Laurentia befand sich in äquatorialen Breiten. Im späten Früh-Ordovizium (Tremadoc), begann Avalonia, von Gondwana wegwärts, nach Norden zu driften. 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 Baltika und Laurentia trennte, allmählich geschlossen wurden. Armorika verfolgte eine ähnliche aber unabhängige Bewegung mit einer leicht späteren Abtrennung von Gondwana im Ordovizium.

Im späten Ordovizium hatte sich Gondwana um 30° nach Norden verschoben und das nördliche Zentralafrika befand sich über dem Südpol. Baltika hatte seine heutige Orientierung gefunden, und sein nördlicher Rand befand sich am Äquator. Laurentia verblieb beidseits des Äquators und war von Baltika und Gondwana durch den Iapetus Ozean getrennt. Durch die Kollision von Avalonia mit Baltika kam es zur Schliessung der Tornquist See und die engen „Polnischen Kaledoniden“ wurden gebildet. Der Rheische Ozean trennte immer noch Avalonia/Baltika von Armorika, welches sich auf mittleren bis niedrigen südlichen Paläobreiten befand.

### ***Die Schliessung der Ozeane***

Die paläogeographische Position von Gondwana vom Silur bis ins späte Devon wird immer noch diskutiert. Es bestehen zwei Modelle:

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

Die letztendliche Schliessung des Iapetus Ozeanes zwischen Baltika/Avalonia und Laurentia erfolgte im Silurodevon, nachdem Baltika und Laurentia (Laurussia) auf äquatorialen Paläobreiten bis ans Ende der paläozoischen Ära verblieben sind. Armorika befand sich bei 20-30° südlicher Breite. Das impliziert eine graduelle Wanderung zum südlichen Rand von Baltika/Avalonia hin und auf die Schliessung des intervenierenden Rheischen Ozean hin.

### ***Kollision***

Der Iapetus Ozean zwischen Laurentia und Baltika/Avalonia war im späten Devon geschlossen. Der Rheische Ozean zwischen Avalonia und Armorika schloss sich im Anschluss daran, im späten mittleren Devon. Die angefügte Landmasse von Laurasia wanderte im späten Devon nach Süden, während ihre nördliche Grenzen auf äquatorialen Breiten verblieben. Bezüglich Gondwana, jedoch bleibt das späte Devon eine mehr 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 Superkontinent Pangäa zu formen erfolgte im späten Karbon bis ins Perm.

## **Regionale Beschreibungen**

Zuerst werden die verschiedenen Regionen beschrieben und nachfolgend werden die Plattentektonik-Modelle diskutiert, um zu sehen, wie sie im grössten Massstab zusammenpassen können.

### ***Iberische Halbinsel***

Im Südwesten der Iberischen Halbinsel trennt eine reaktivierte Suture, die Coimbra-Cordoba Scherzone, zwei kontinentale Blöcke (einen nördlichen und einen südlichen Block).

#### ***Der Nordblock: Zentrale Iberische Zone = Gondwana Vorgebirge***

Der nördliche Block, 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.

Die Strukturen werden dominiert durch liegende Falten, mit einer die älter als das Unter-Karbon ist. Aufrechte Falten mit einer schwachen Schieferung sind jünger als das Unter-Karbon und falten die liegenden Falten mit ihrer Achsenebenenschieferung.

Das Vorlandgebiet ist durch Deckschicht-Tektonik in einem Falten-und-Überschiebungsgürtel aus dem späten Karbon, ohne Metamorphose gekennzeichnet. Der wichtigste Abscherhorizont verläuft durch mittelkambrische Mergelschichten.

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.

Alle Einheiten 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 werden vor ca. 300 Ma intrudiert. Das Stefan liegt diskordant auf dem Orogen.

### Wurzellose Klippen

Der Top des nördlichen Blockes besteht aus von „weit her gereisten“ Klippen, die granulitfazielle und Eklogit führende Gesteine enthalten. Der Versatz erreicht mehrere Zehner km, und die Vergenz ist hauptsächlich zum Vorland hin.

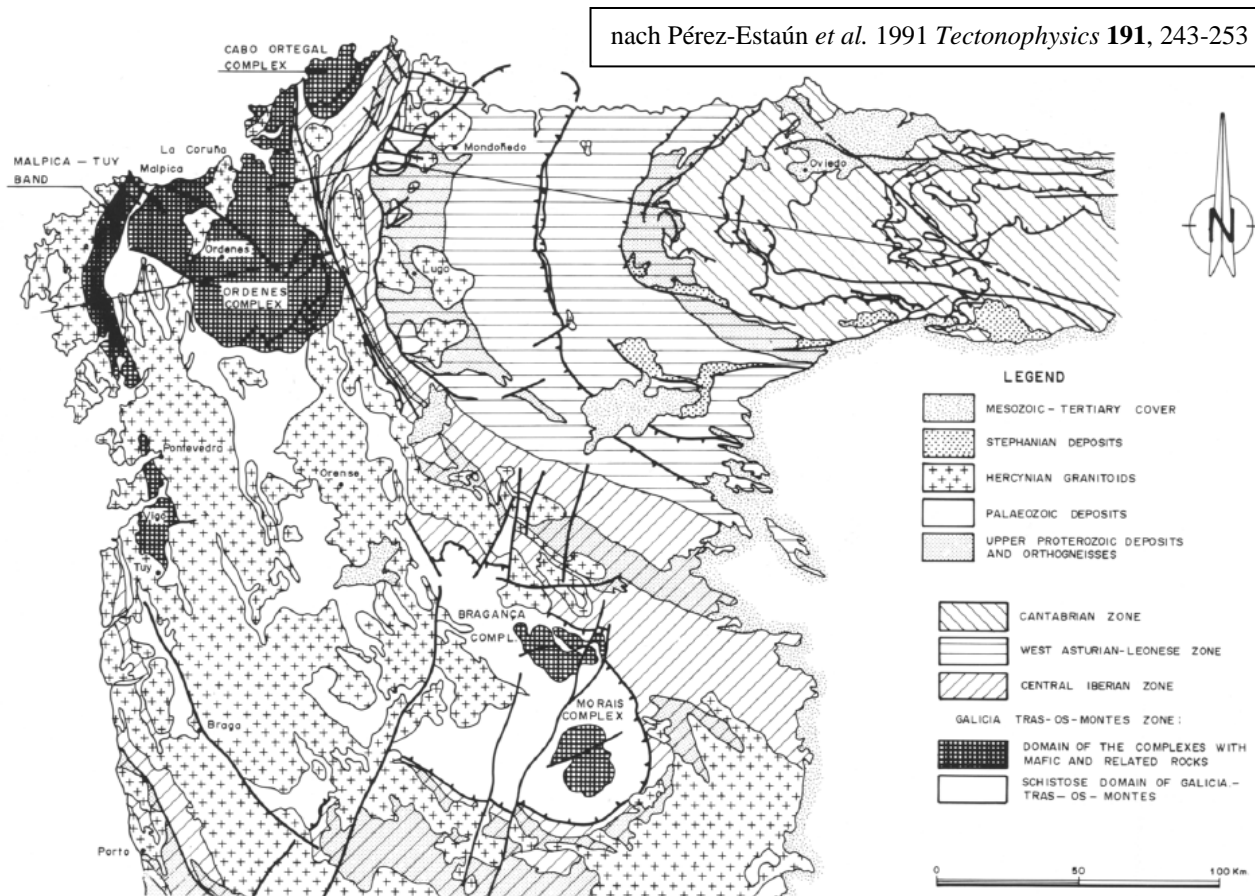


Fig. 1. Generalized geological map of the Variscan Belt in northwest Spain.

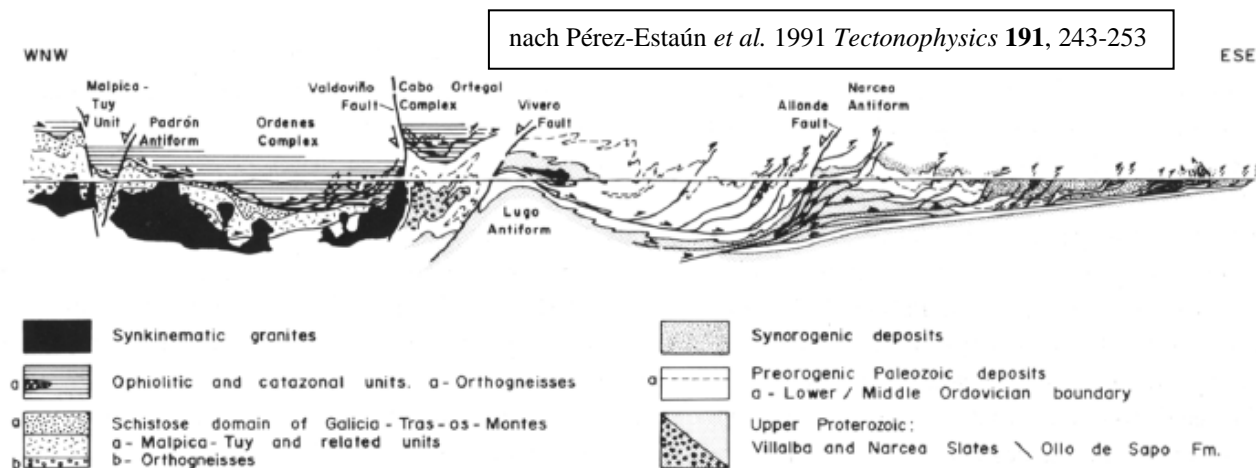
Die Klippen bestehen aus vier Haupteinheiten, von unten nach oben:

1. Eine untere, allochthone Einheit (*Lower Allocthon Unit, LAU*): Diese Einheit unterlag einer Blauschiefer-faziellen Metamorphose in Nordportugal und UHP/MT Eklogit-faziellen Metamorphose in Westgalizien.
2. Eine dazwischen liegende, ophiolitische Einheit (*Ophiolitic Unit, OT*): Diese Einheit unterlag einer Grünschiefer-faziellen Metamorphose in Westgalizien.



3. Eine obere, allochthone Einheit (*Upper Allochthon Unit, UAU*): Sie wird von verschiedenen, teils ozeanisch metamorph hochgradigen Gesteinen (Paragneisse, Eklogite mit MORB Zusammensetzung, mafische Granulite, Pyroxenite und Peridotite) gebildet.
4. Eine „Ultra“ Einheit (*Ultra Unit, UU*): Diese wird von mächtigen Flysch ähnlichen Metasedimenten mit ober proterozoischen bis paläozoischem Alter gebildet. Diese Gesteine wurden von ordovizischen Graniten und Gabbros intrudiert. Sie unterlagen einer Grünschiefer-, Amphibolit-, und selten Granulit-faziellen Metamorphose.

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



### Coimbra-Cordoba Scherzzone

Die Coimbra-Cordoba Scherzzone ist eine 20 km breite, linkssinnige Blattverschiebungszone, die zwei Blöcke mit unterschiedlicher früh-paläozoischer Entwicklung trennt: der Südblock zeigt südwest-vergente Falten und Decken und der Nordblock ist gekennzeichnet von einer strukturellen Vergenz nach Nordost.

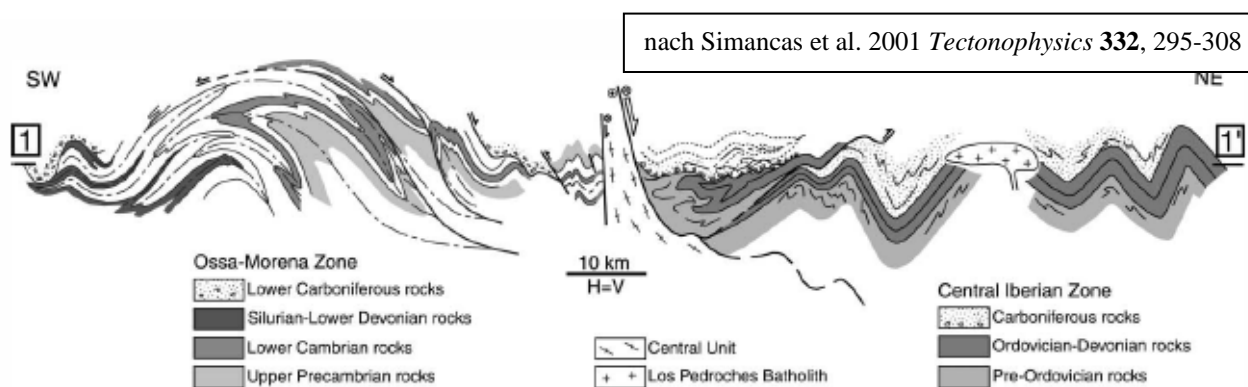


Fig. 5. Simplified composite cross-section of the region studied. For location see Fig. 1b. Note that lateral displacements (out of the section) are very important.

Die Hauptscherung ist älter als das Unter-Karbon. Plattentektonische Interpretationen beinhalten eine versteckte Suture, die nach der Kollision als linkssinnige Blattverschiebungszone auf der Seite eines steifen Stempels reaktiviert wurde.

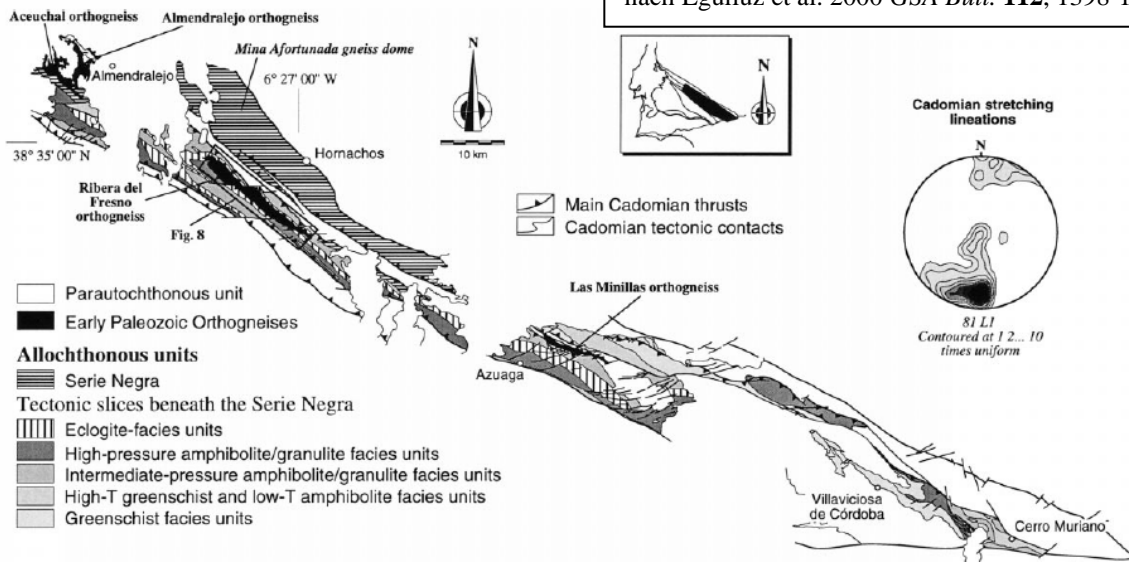


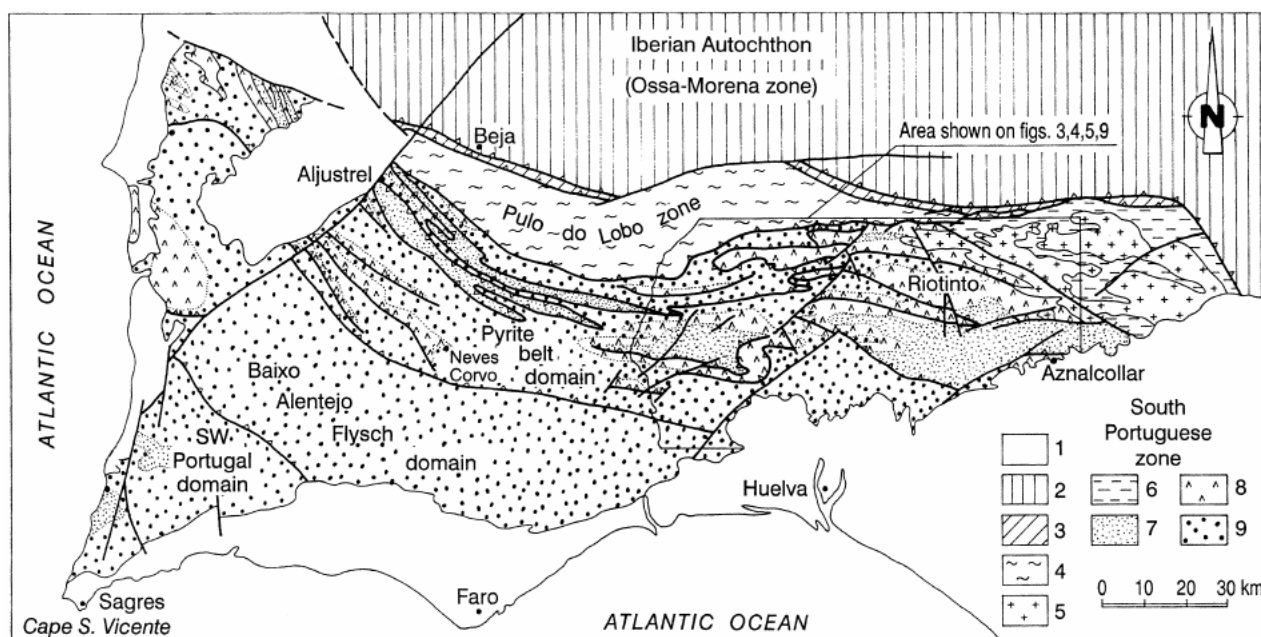
Figure 7. Geological map of the Spanish segment of the blastomylonitic Badajoz-Córdoba shear zone stressing the variations in metamorphic grade of distinct Late Proterozoic lithotectonic units. Lower hemisphere, equal-area projection depicts the attitude of pre-Hercynian stretching lineations. The area of the map is outlined by the black polygon in the inset.

### *Der Südblock*

Der Südblock wird in zwei Zonen aufgeteilt: Die Südportugiesische Zone und die Ossa-Morena Zone.

#### Südportugiesische Zone: Avalonia

In der Südportugiesischen Zone sind nur devonische und karbonische Sedimente mit wichtigen bimodalen vulkanischen Ablagerungen (Stufe = Tournaisium), die die grössten Kupfererzkörper in Westeuropa enthalten, aufgeschlossen. Zeitliche Äquivalente von diesen vulkanischen Gesteinen sind im Südwesten Englands bekannt und sind in der rhenohertzynischen Zone von Deutschland weit verbreitet. Die Rhenohertzynische und dementsprechend auch die Avalonische Affinität zur Südportugiesischen Zone wird ebenfalls angedeutet durch die Ablagerung von einer mächtigen Turbiditabfolge (Kulm Fazies). Diese Turbidite wurden während des Visé bis ins Westfal (entspricht dem mittleren Pennsylvanium) 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 Deformation erfolgte während des späten Karbons.



nach  
Quesada 1998 *Mineralium Deposita* 33, 31-44

Fig. 2 Schematic tectonostratigraphic map of the southwestern Iberian Massif (partly adapted from Quesada et al. 1991). 1 Post-Paleozoic cover; 2 Ossa-Morena Zone; 3 Beja-Acebuches Ophiolite; 4 Pulo do Lobo accretionary terrane; 5 late-Hercynian Sierra Norte Batholith; 6 pre-orogenic sequence of the IPB Eastern Block; 7 pre-orogenic successions (PQ group) of the SPZ; 8 Volcano-Sedimentary Complex of the IPB; 9 syn-orogenic flysch (culm) of the SPZ

### Ossa-Morena Zone: Armorica

nach Simancas et al. 2003 *Tectonics* 22, doi:10.1029/2002TC001479

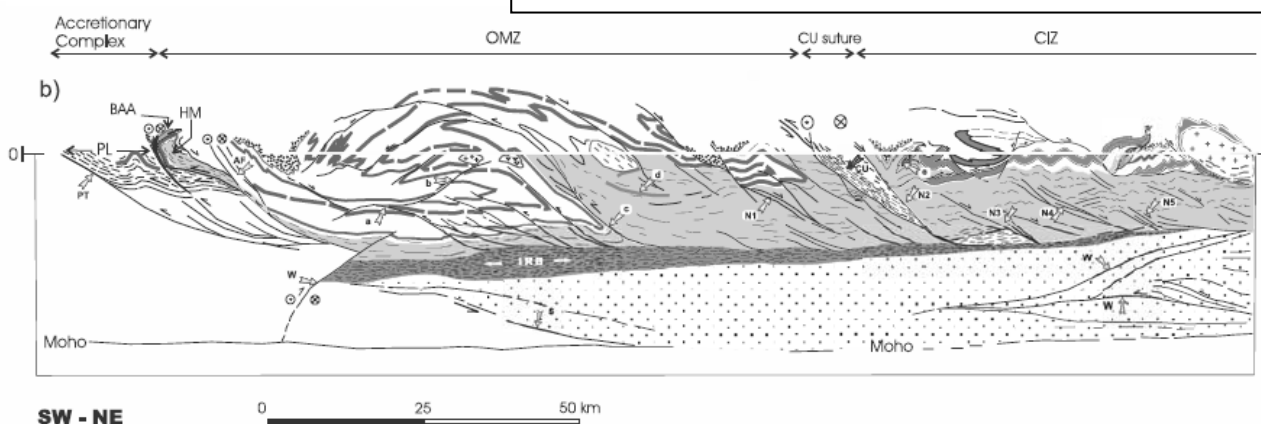


Figure 5. (a) Seismic structure of the Ossa-Morena (OMZ) and the Central Iberian (CIZ) zones; see also Figure 3. (b) Geological interpretation of the crustal seismic structure. A number of reflection events are indicated, in order to facilitate the comparison between both figures. In common with Figure 4, it is shown the Accretionary Complex at the suture between the SPZ and the OMZ, which includes the Pulo do Lobo Unit (PL) and the Beja-Acebuches oceanic amphibolites (BAA). A nearly complete succession from Late Proterozoic to Early Carboniferous outcrops in the Ossa Morena Zone: gray, Upper Proterozoic; blue line, Lower Cambrian carbonates; green line, Middle Cambrian basalts; red line, top of the Ordovician; stippled, unconformable Lower Carboniferous. In the southern Central Iberian Zone, the Lower Ordovician (green strip) lies unconformable over Upper Proterozoic (gray). See color version of this figure at back of this issue.

### Bretagne - Ile de Groix

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

Scherzonen. Das zentrale armorikanische Massiv enthält die späten präkambrischen Brioverian Metasedimente, die durch die cadomische Orogenese im Kambrium gefaltet wurden, und die paläozoische Abdeckung, die im dextralen pull-apart Chateaulin Becken abgelagert wurde. Die Metasedimente und ihre Abdeckung wurden zusammen während der Platznahme der Zweiglimmer Granite vor 330 Ma verformt und metamorphosiert (niedrig Grad Metamorphose). Im zentralen Bereich sind in den stefanischen Sedimenten Klusten von mylonitisierten Granit zu finden. Die Sedimente des Stefans wurden in der Scherzone verformt.

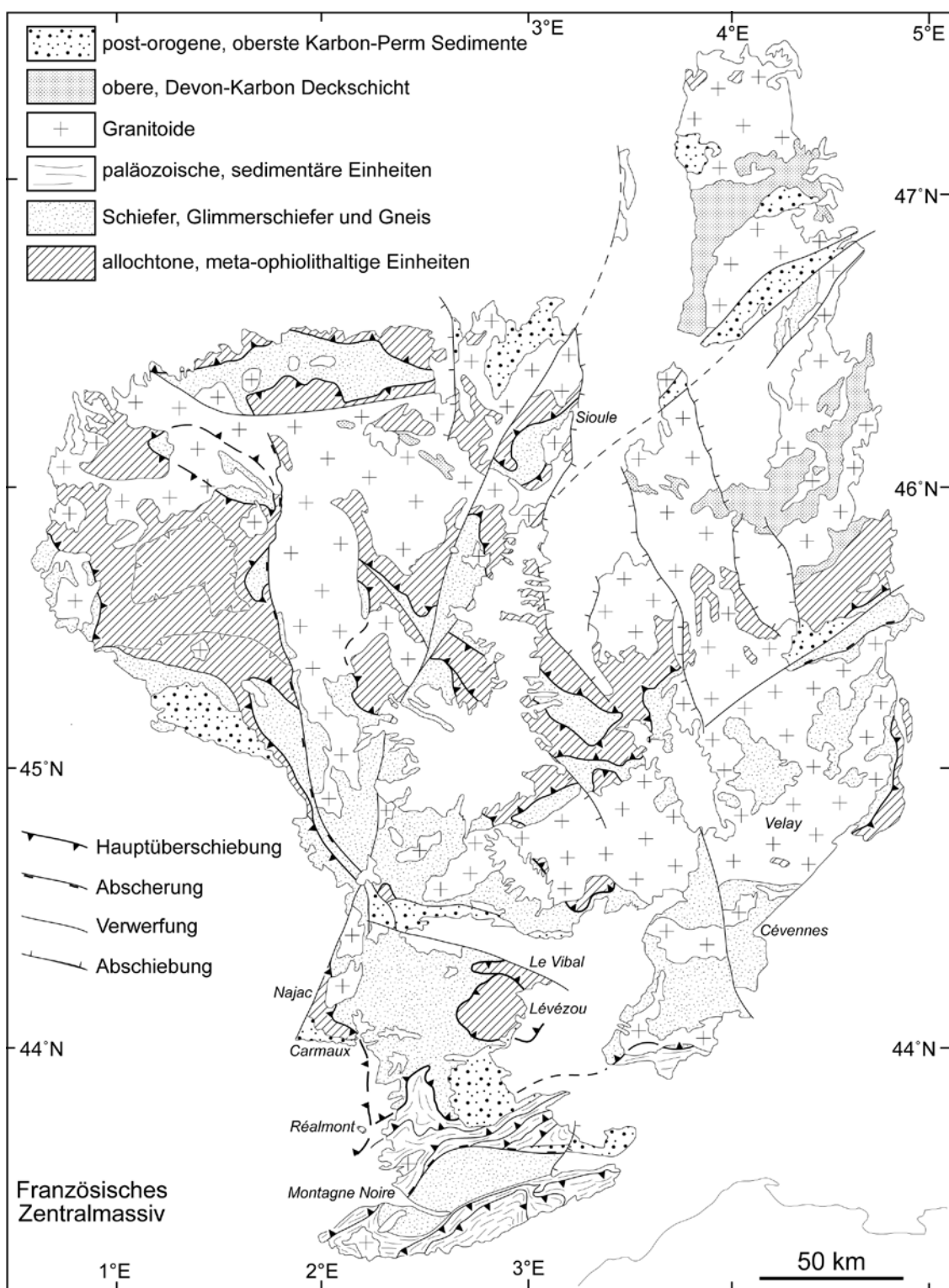
Im Süden liegt der metamorphe Komplex der Südbretagne. Dieser besteht hauptsächlich aus Graniten und mittel bis hochgradig metamorphen Schiefern und Gneisen. Anatektische Gesteine wurden auf ein Alter von ca. 380 Ma datiert.

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 eines der komplettesten Profilschnitte der südlichen Flanke des variszischen Gürtels dar, von der Montagne Noire bis zum südlichen Rand des Pariser Beckens. Das N-S Profil ist senkrecht zu den hauptsächlich E-W verlaufenden Strukturen orientiert und zeigt die Vorland- und Hinterland Einheiten von Süden nach Norden. Die Haupteinheiten werden durch bedeutende nach Süden verlaufende Überschiebungen getrennt, einige von diesen entsprechen möglichen ozeanischen Suturen.





### *Vorland*

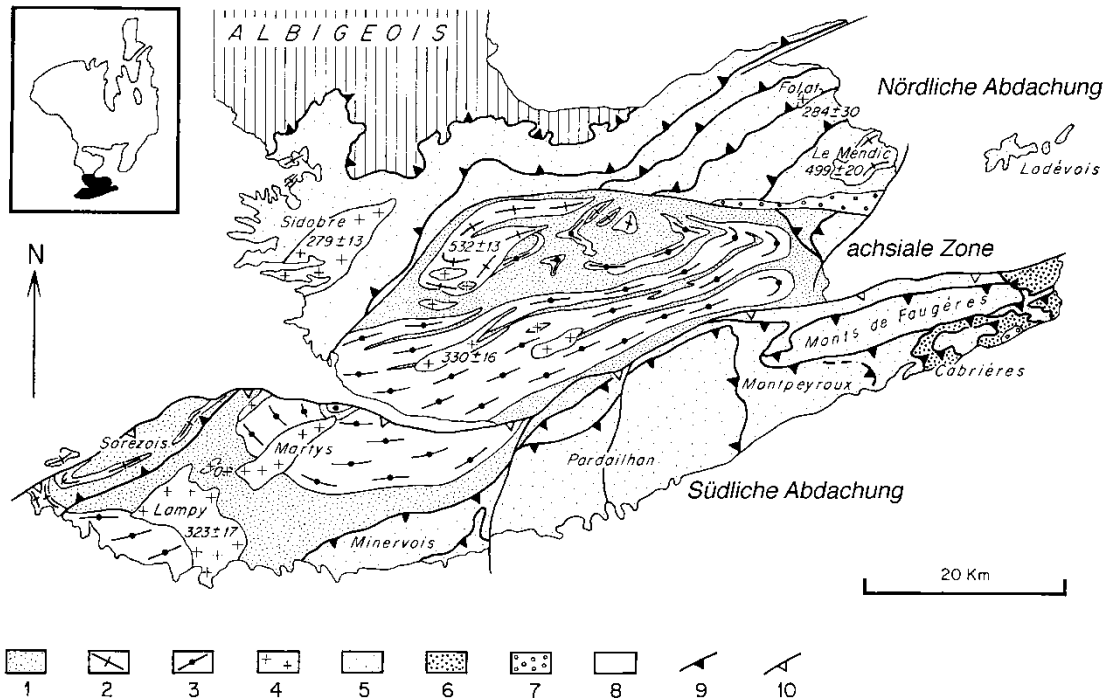
Die Montagne Noire bildet den südlichsten Rand des Zentralmassivs und kann in drei Unterzonen gegliedert werden:

- 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-präkambrischen 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 Gneis Zone aufgeschlossen, einer grossen gewölbten Antiform, die drei Hauptlithologien enthält:

1. 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.
2. Feldspathaltiger Augengneis der 3 Haupttypen enthält:
  - a. Orthogneise mit alkalischer Zusammensetzung aus dem frühen Paläozoikum (530 Ma) intrudieren in eine präkambrische Abfolge mit lokal vorhandenen Kontaktaureolen.
  - b. Undatierte kalkalkalische Orthogneise
  - c. 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 feldspathaltigen 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 Kalksteinen Linsen 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 (2000m mächtige) monotone, fossilführende und turbiditische Abfolge, mit einem früh ordovizischen Alter, lokal vom unter Devon durch eine Winkeldiskordanz überlagert wird.

Über dieser Diskordanz befinden sich:

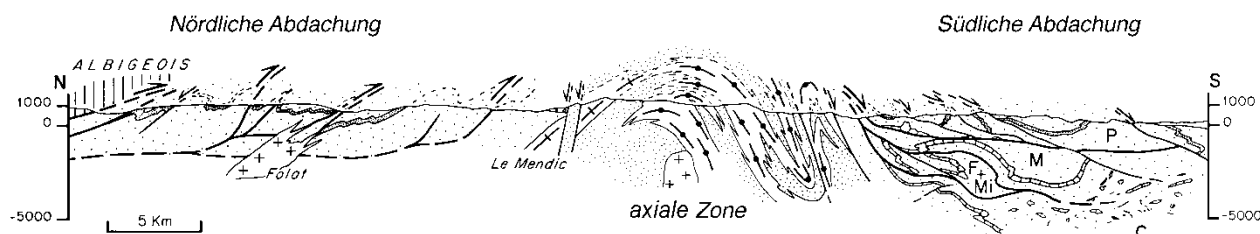
- eine Abfolge von devonischen Kalksteinen (100-500 m mächtig), deren oberer Teil (mit roten Knollen) typisch ist für den südlichen Trog des variszischen Gürtels;
- eine sehr dicke (bis zu 3000 m mächtige) Abfolge von früh karbonischen Turbiditen (Kulm Fazies), die mit einem sehr markanten Schwarzschiefer 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 wurde, und im Tournai unterbrochen wurde. Zwischen dem Visé und dem Stephan 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 das der offene Ozean sich nördlich von diesem Gebietes 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.



Jeder dieser Decken kann in 2 bis 4 **Untereinheiten** (*digitations*) aufgeteilt werden. Je höher eine Decke ist, je 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. Sie ist 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 F<sub>1</sub> 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 S<sub>1</sub> Schieferung zu sehen ist. Späte Falten, die aber noch die Foliation und die metamorphe Bänderung verfallen, entstanden unter mesozonalen Bedingungen im Gneisdom. Die zweite Deformationsphase erfolgte vor der Ablagerung des späten Karbons in dem kleinen, intramontanen Becken von Graissesac.

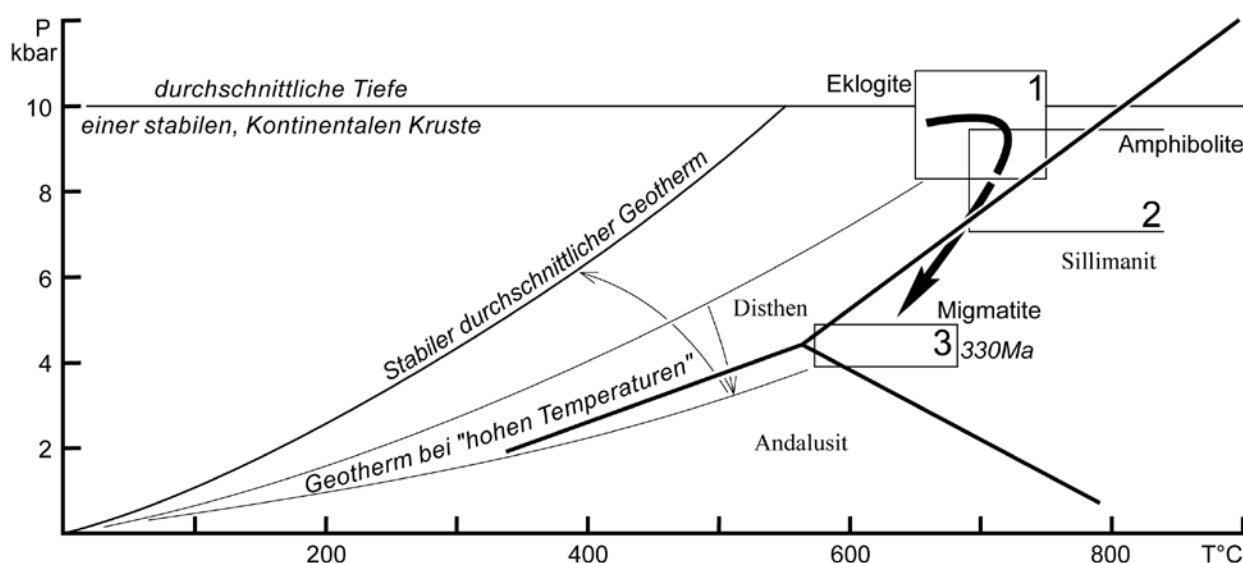
Die nördliche Montagne Noire ist durch eine wichtige mylonitische Abschiebung von der axialen Zone getrennt. Das Gebiet ist geprägt von mehreren von Ost nach West und Nordost nach Südwest verlaufenden Überschiebungen, welche nach Norden oder Nordwesten fallen. Kilometergrosse Falten, parallel zu den Überschiebungen, sind nach Süden oder Südwesten überkippt und zeigen Brüche und S<sub>1</sub>-Schieferung.

### Metamorphismus

Der Metamorphosegrad nimmt nach unten, von der vorderen Seite zur Deckenwurzel 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 Pardailhan Decke 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-Granulit fazielle Gesteine enthält. Der Metamorphismus 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. Der Metamorphismus vom Barrow-



Typ, passt zu Deckenstapelung. Jedoch werden die Biotit, Granat, Staurolith, 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 übergeschoben. Die Alter sind, wegen der selten vorhandenen Fossilien, wenig bestimmbar.

#### Lithologische Abfolge

Drei Hauptlithologische Einheiten sind 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 mit Kambro-Ordovizischen Alters.
- Die obere Einheit - Schiefer und Glimmerschiefer im Albigeois und den Cévennes - besteht aus einer sehr dicken monotonen quarzopelitischen Serie mehr als 4000 m mächtig, in welcher früh-ordovizische Mikrofossilien gefunden wurden. Die Schiefer sind tektonisch bedeckt von stärker metamorphen, wahrscheinlich spät-präkambrischen Glimmerschiefern, weil sie intrudiert von 540 Ma alten Quarz-Metadioriten 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 Dach-Überschiebung entspricht der Basis der Leptiniten-Amphiboliten, 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 Sohl-Überschiebungen kennzeichnen. Bevorzugte Orientierungen von Quarz Achsen zeigen, dass die Streckungslination mit einer intensiven Scherung nach Süden zusammenhängt.
  - \* Die zweite Phase produzierte aufrechte mesosokopische Knickfalten mit lokaler Runzelschieferung und grossen Syn- und Antiformen (Dom und Becken Strukturen).
- 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 Amphibolit Fazies. Der Metamorphismus 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 begrabenen Teilen der Abfolge.

Die metamorphe Inversion ist wahrscheinlich ursprünglich und gleichzeitig mit der Hauptüberschiebung der Leptino-Amphibolite. Dieser intermediäre Metamorphismus 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 Feldspat-Gneisen gefunden. Marmor-Linsen 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 Gesamt 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 prograder Barrow-Typ Metamorphismus interpretiert. Linsen aus hochgradigen Granuliten - khondalitisches-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 Granulit-Schmelze sind.

### Tektonik

Die Gesamt-Deformation 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 Amphibolit-Fazies umzuwandeln. Die Gesamtkinematik, ermittelt anhand von Lineationen in den Myloniten, ist südwärts gerichtet.

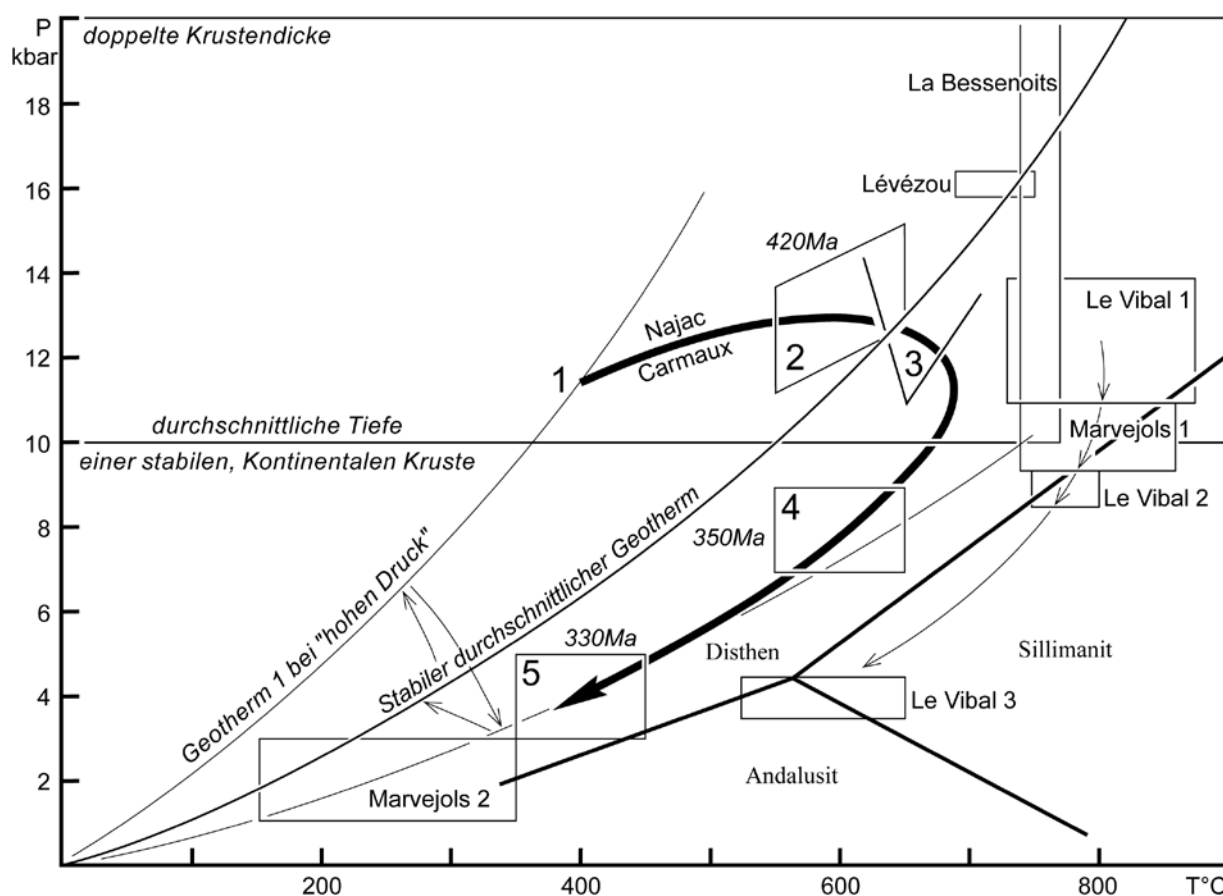
Das älteste Deformationsereignis ist in granulitischen Boudins erhalten, in Form von „gespenstischen“ isoklinen Falten, die älter sind als eine statische Rekristallisation unter den Granulit-faziellen Bedingungen. Diese Falten könnten gleichzeitig mit der Granulit Migmatisierung entstanden sein. Die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

Südwest-vergente 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 Retrometamorphismus) von Graniten und Eklogiten, während dem regionalen Barrow-Typ Metamorphismus. Weil es alte Granulit Fazies 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 metamorphosierten 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 Hochdruckmetamorphismus. Barrow-Typ Metamorphismus 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.



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

### ***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:

- a) erstens 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.
- b) zweitens späte Granitoide, wie der Margeride, durchschneiden die Hauptüberschiebung und damit zusammenhängende Strukturen. Sie haben ein Alter von circa 330 Ma und hängen mit dem Metamorphismus und der 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 der Zeit ihrer Platznahme. Es sind meistens kalkalkalische Plutone, die mit ignimbritischem Vulkanismus im Visé in Zusammenhang stehen.
- c) und drittens gibt es 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 Amphibolit Fazies) vor der Ablagerung der diskordanten, nicht metamorphen und wenig verformten oberen Einheit, die aus Tonschiefer, Sandsteinen, Konglomeraten mit dünnen Anthraziten und spätviséischer Flora besteht.

### ***Abscherungssysteme***

Plutonismus des variszischen Gürtels ist durch spät-orogense Extension verursacht worden, d.h. dass die verdickte Kruste durch die Schwerkraft instabil und seitlich verlängert wurde. Der Kollaps führte dazu dass die Isothermen steigen, 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) extensionelle Gneisdome (z.B., Montagne Noire) verbunden mit der Spreizung der europäischen Kruste.
- (3) post-orogense Extension in der Mitte des Orogens und Reaktivierung der alten tektonischen Strukturen.
- (4) Produktion von grossem Volumen an anatektischen Material (Quelle der Granite).
- (5) regionaler HT-LP Metamorphismus.

Die letzten zwei Eigenschaften sind 330-290Ma alt.

Im südlichen Teil des Zentralmassivs zeigten sedimentologische und strukturelle Untersuchungen des Saint-Affrique Beckens, dass die Asymmetrie der Beckenfüllung und das Südfallen der Schichten durch eine antithetische Flexur verursacht wurden. Dies bedeutet, dass es während des spätem Stefans und des Perm im Hangenden eines Dehnungsabschersystems war. Das Becken ist im Süden durch einen steilen, nach Norden fallenden Abscherhorizont begrenzt, der vermutlich nach unten im spröde-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" Schieferen. 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.

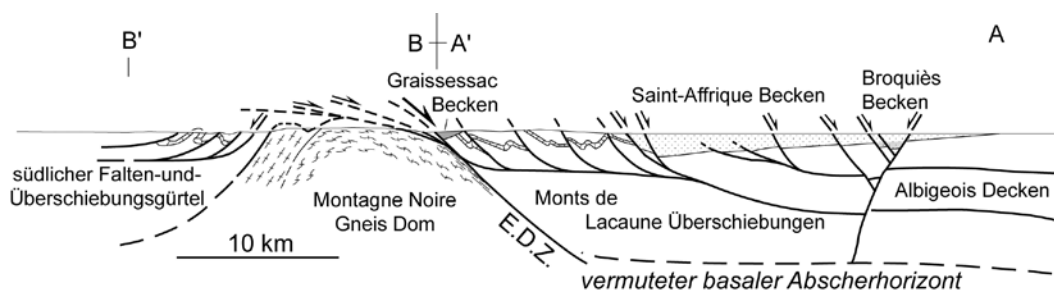
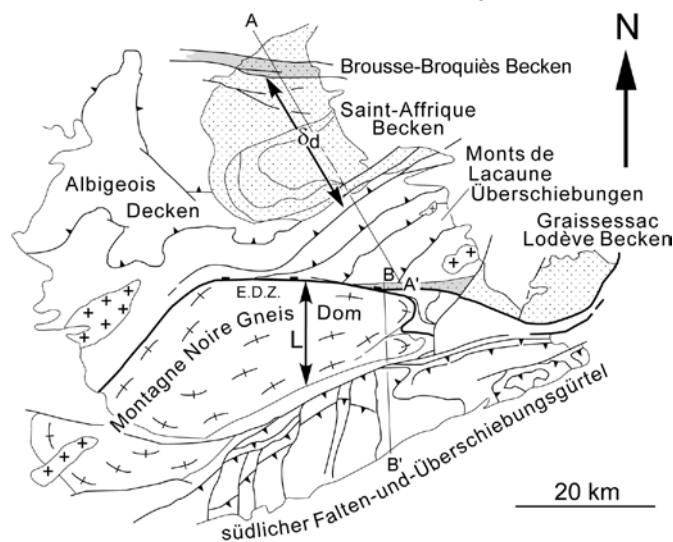
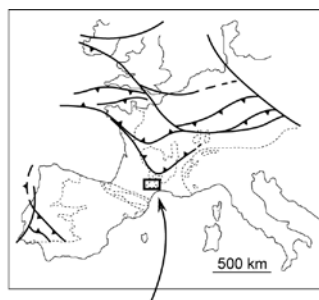
nach Burg et al. (1994)  
Géologie de la France  
3, 33-51

E.D.Z.: Espinouse Abscherhorizont

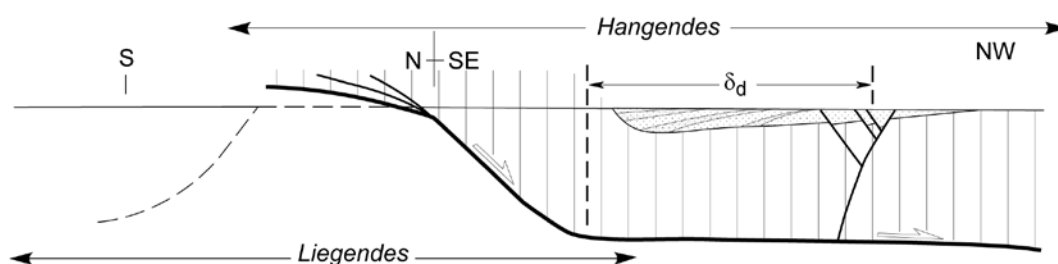
A-A': Querschnitt

permische Sedimente

Kohlehaltiges Stefan



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

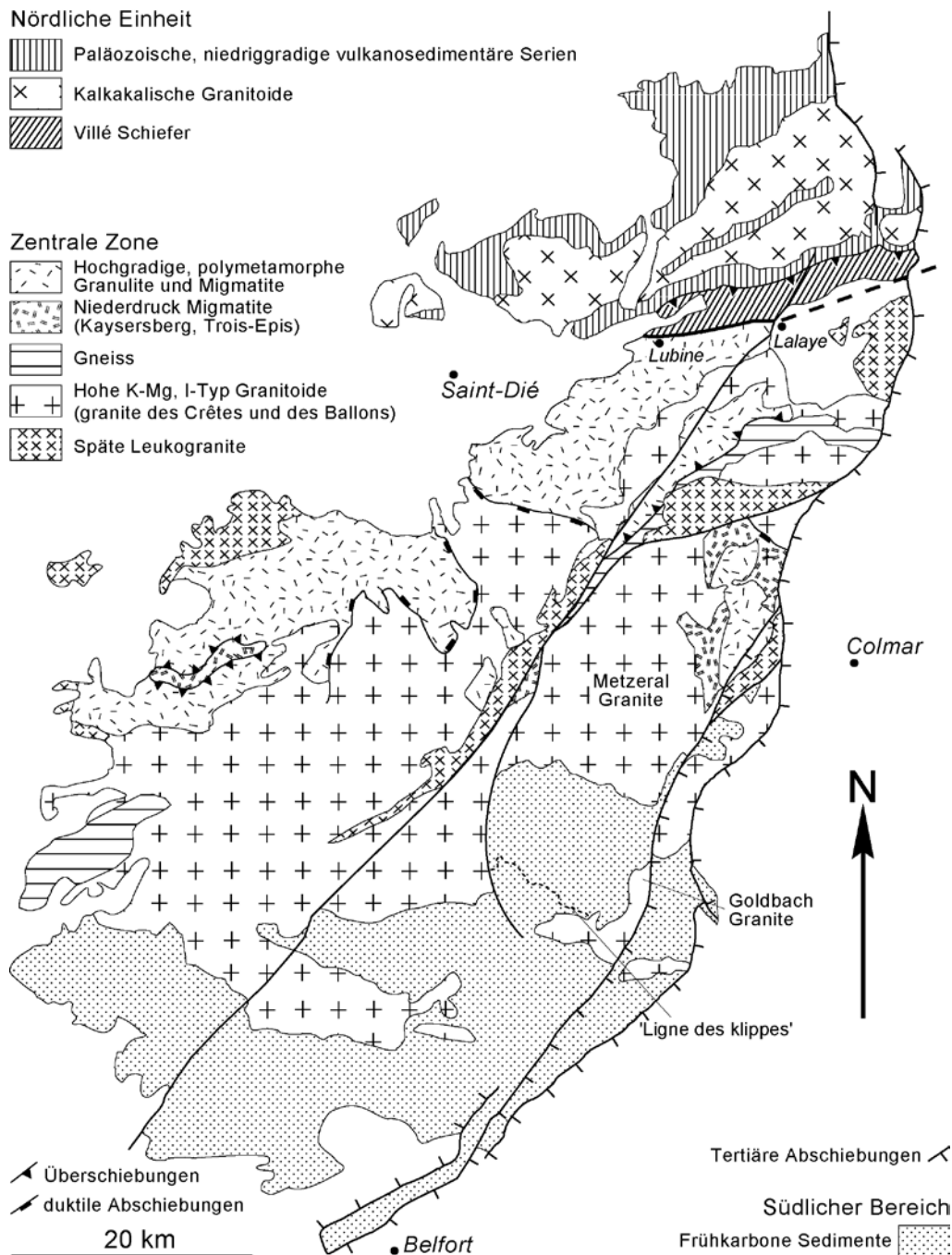


Gneise und Migmatite der axialen Gneiszone wurden durch *roll-under* Faltung des Liegendes angehoben, was im Einklang mit frühkarbonischem Metamorphismus und Verformung steht. Das stefanische Graissessac Becken wurde in der Scherungszone, nördlich der aufsteigenden Gneise und Migmatite abgelagert. Die 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 lithologisch-tektonischen Einheiten:

- (1) Eine nördliche Einheit besteht aus kambrisch-ordovizischen Schiefen und oberdevonischen bis unterkarbonischen, schwachmetamorphen Gesteinsserien eines aktiven Kontinentalrandes. Sie wurde etwa zwischen 335 und 330 Ma von kalkalkalischen Magmen (Dioriten bis Graniten) 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 beruhte.

#### 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 und 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.

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 allen 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 einen 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 spätorogenen 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:

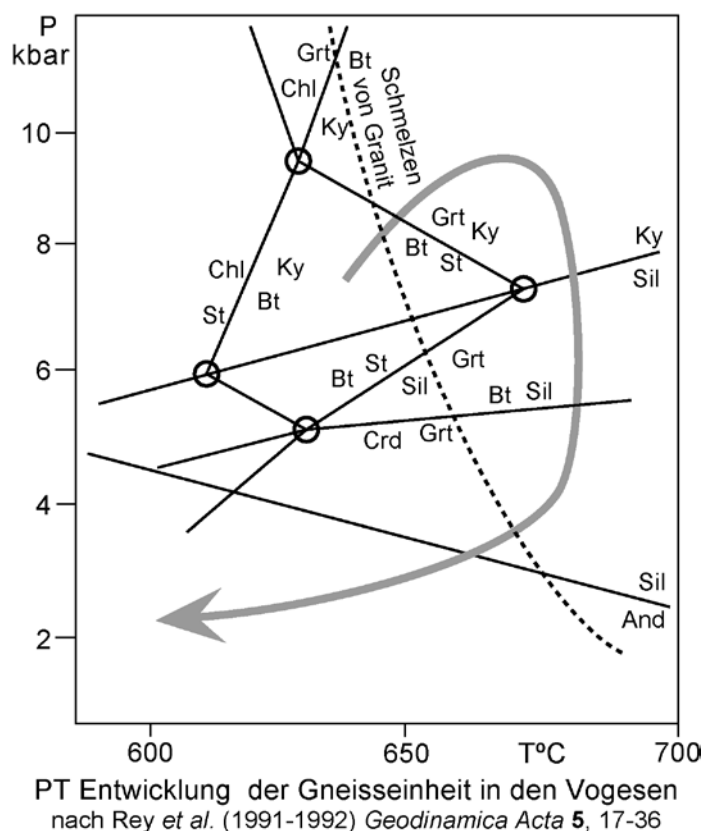
#### Zone von Sainte-Marie-aux-Mines (SMM):

Diese Einheit besteht vor allem aus mafischen bis sauren Granuliten, die sich bei relativ niedrigen Drucken (ca. 10kbar) 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 hauptsächlich 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 textuelle 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 Drucke 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 und Zirkon auf  $335 \pm 2$  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 Anteil 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 worden 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 wenig wasserhaltige Mineralphasen vorhanden waren. Die Lagen von Trois-Epis Material 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  $328 \pm 3$  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 hatten.

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  $342 \pm 1$  und  $339.5 \pm 2.5$  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  $340 \pm 2$  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.  $\epsilon_{Nd}$  um ca. -7).

#### *Alter:*

Der Crêtes-Granit wurde mit der U-Pb-Methode an Zirkon auf  $340 \pm 1$  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 Deutschland sind von Süden nach Norden: Die moldanubische Zone, die saxothuringische Zone und die rhenoherynische Zone.

#### **Die rhenoherynische Zone**

Die rhenoherynische Zone 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 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 tiefeisemischen Profilen gesehen. In Norddeutschland geht sie in ein Vorlandbecken über, wie man auf tiefen seismischen 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 vom Norden (ORS Kontinent, für Old Red Sandstone) auf einem 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 Rhenohertzynikum wurde im Namur-Westphal zu einem Vorlandbecken mit einem Zufluss von Sedimenten, der die Subsidenz bei weitem überstieg, sodass Kohlelagerstätten gebildet wurden (Ruhr-Kohlereviere).

Die westliche Fortsetzung von Moldanubikum und Saxothuringikum beruht auf geophysikalischen Informationen. Im Südosten bilden sie die böhmische Masse.

### Böhmische Masse

In der böhmischen Masse wurden Granulit-fazielle und eklogitische Einheiten über ein riesiges Gebiet von Anatexiten und Graniten geschoben, das sogenannte Moldanubikum.

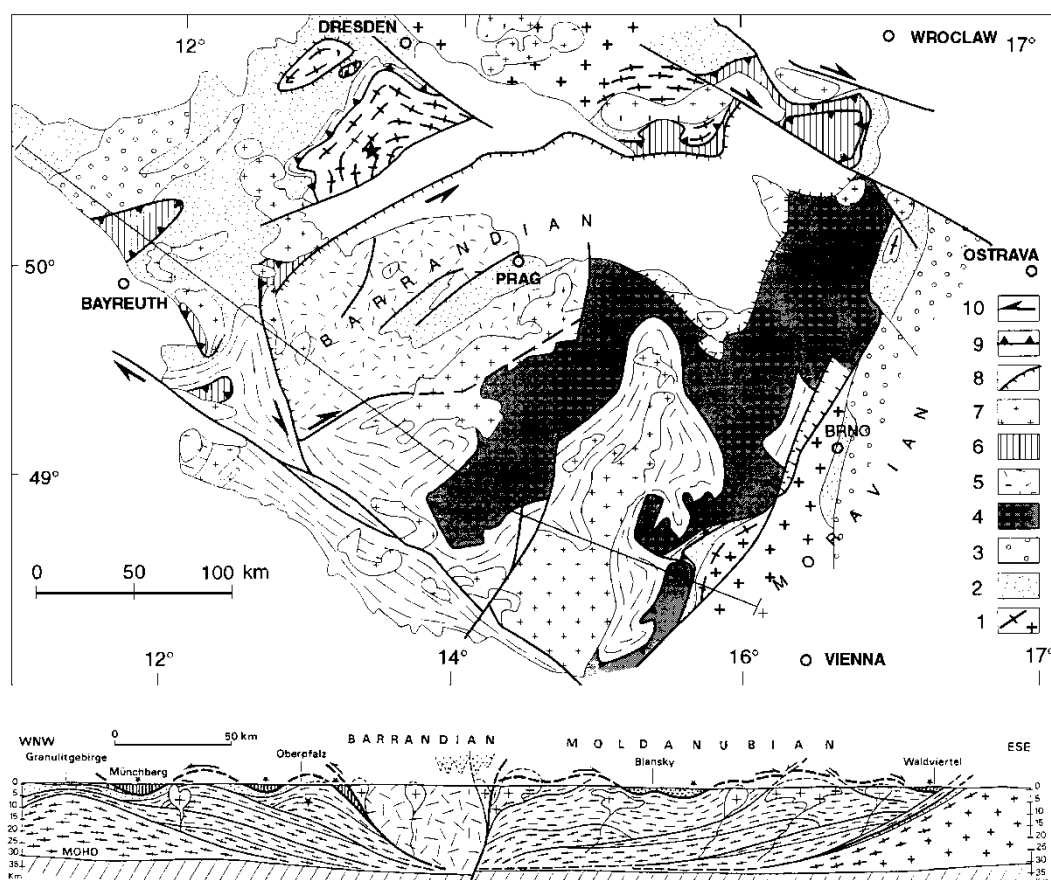


Fig. 6. Tectonic sketch map of the Bohemian Massif and corresponding section, modified from Matte et al. (1990). 1. Cadomian granitoids and orthogneisses. 2. Lower Paleozoic sedimentary rocks. 3. Lower Carboniferous flysch and molasse. 4. Gföhl terrane. 5. Barrandian terrane. 6. Münchberg-Tepla terrane. 7. Variscan granites. 8. detachments. 9. thrusts. 10. strike-slip faults. Most of the eclogites and HP granulites are in the Gföhl and Tepla-Münchberg terranes except for the Erzgebirge and Granulitgebirge domes. Stars show position of HP and UHP metamorphism.

nach Matte (1998) *GFF*, 120, 209-222

Der untere Teil setzt sich zusammen aus Para- und Orthogneisen, welche im frühen Devon metamorph wurden. Charakteristisch ist hier die inverse tektonische Überlagerung metamorpher Zonen. Das Überschiebungseignis 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 dem Streichen von Lineationen ableiten.

Die obere Einheit, die Basis des Barrandiums, enthält spätproterozoische Schiefer, überlagert von kambrischen bis mitteldevonischen marinen Sedimenten. Sie wurden miteinbezogen in mehr oder weniger offene, süd-gerichtete Falten während niedrig-gradiger 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.

### 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.

### **Plattentektonische Modelle**

Viele plattentektonische Modelle sind vorgeschlagen worden, seit sich durch das Aufkommen der Plattentektonik ein Bewusstsein für das Orogen entwickelt hat.

Zwei ausgedehnte Regionen des europäischen variszischen Gürtels müssen separat beschrieben werden. Diese sind:

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

### Zentrale und Nördliche Varisziden

Die nordwärts Wanderung von Armorika wurde aufgenommen durch die nordwärts gerichtete Subduktion des Rheischen Ozeans unter den südlichen Rand von Avalonia. Dies führte zur Bildung des magmatischen Bogens der heute in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle aufgeschlossen ist.

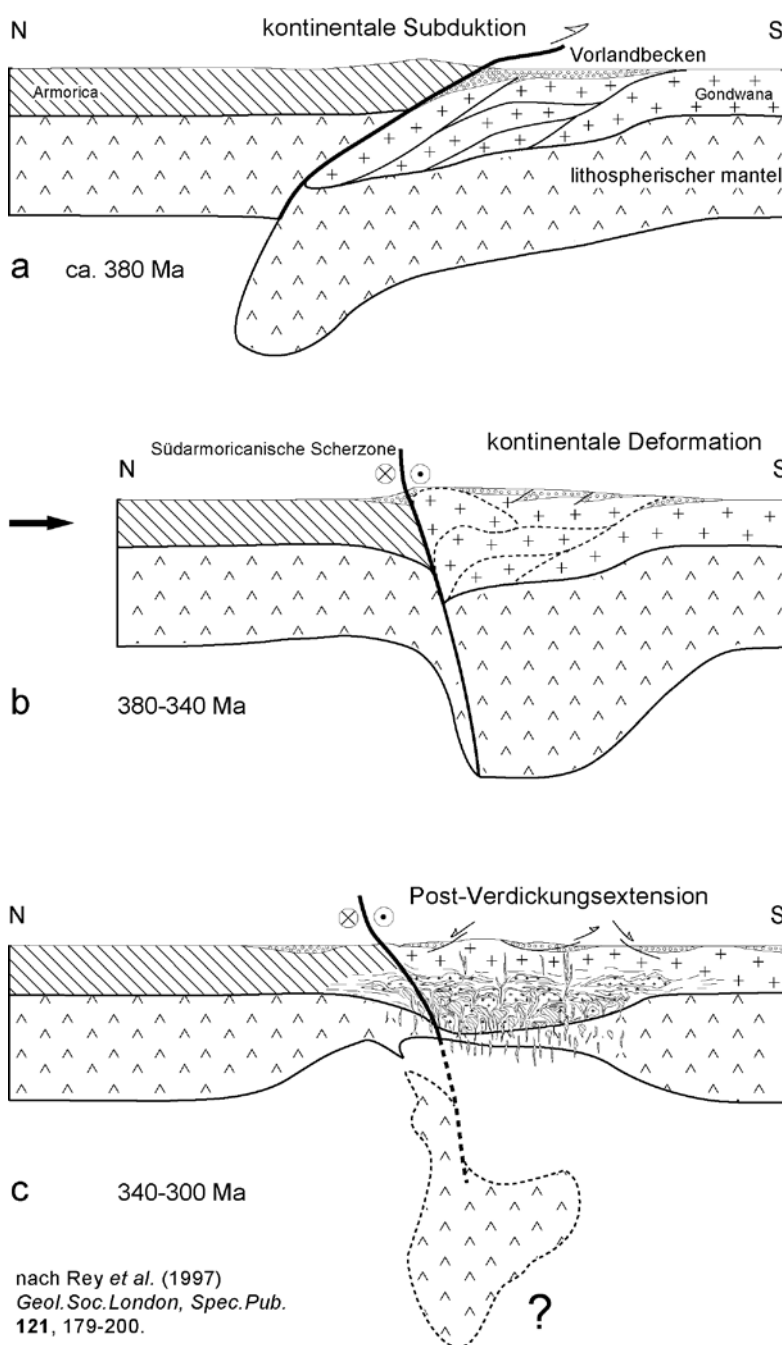
### Variszischer Bogen Westeuropas

Der Variszische Bogen Westeuropas hat folgende Eigenschaften:

- Fächerartige Aufbau des Orogens mit Falten und Überschiebungen in Richtung der externen Devono-Karbonischen Becken.
- Überschiebungen und Deckentektonik sind besser entwickelt auf der konkaven Seite des Orogens, mit grossen Überschiebungen, mit einem Versatz bis zu 200 km, sowie Fließ-Falten wie im Helvetikum.
- Polyphase variszische Metamorphose im zentralen kristallinen Teil des Orogens, nahe der vermutlichen Hauptsuturzone, mit einem frühen Hochdruck Stadium um 400 Ma, gefolgt von Mittel- bis Niedrigdruck Stadien zwischen 370 und 330 Ma.
- Abnehmende Alter, beziehungsweise Migration, der tektono-metamorphen Ereignisse von den internen kristallinen Teilen (380-400 Ma) gegen die 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 Decollement und thin-skinned Tektonik.

- 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 entstanden durch wasserreiche Anatexis paläozoischer und präkambrischer Sedimente in der Mittleren Kruste. Diese Granitoide weisen ein hohes anfängliches Sr-Isotopen Verhältnis auf (0,710 bis 0,720). Ihre Platznahme war von 360 bis 310 Ma.
- Kalkalkalische Granodiorite mit niedrigem anfänglichem Sr Verhältnis entstanden durch Schmelzen der Unteren Kruste. Einige dieser Granitoide nahmen schon früh Platz (330-340 Ma) aber die meisten sind später (300-280 Ma) in bezug auf das haupttektono-metamorphe Ereignis. Der wahrscheinlichste Mechanismus dieses post-kollisions Magmatismus ist die Krusten-verdickung, die zum Schmelzen der unteren kontinentalen Kruste führte.



### Späte Scherzonen, Eindrückungsmodell und Intrusion von Graniten

Die Blattverschiebungstektonik in der permisch-karbonischen kontinentalen Lithosphäre kontrollierte das Aufsteigen, die Platznahme und den Standort der Leukogranite.

### Später Kollaps und Extension

Eine Vielzahl des späten 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.

## **Uraliden**

Die Berge des Urals stellen ein spät-paläozoisches Kollisionsorogen dar, das sich zwischen Fennosarmatia und dem paläozoischen Altai Inselbogenkomplexen entwickelte.

## **Zusammenfassung**

Alle diese geologische Eigenschaften sind typisch für Kollisionsgebirge.

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

Im späten Devon und im frühen Karbon wurde Gondwana nach Norden verschoben und nach rechts gedreht. Laurentia 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 Südamerika und Nordamerika. Gondwana fing an, sich gegen den Uhrzeigersinn zu drehen und kollidierte mit Laurentia, mit intermediären Mikroplatten, die zusammengedrückt und gedreht wurden.

Die Hauptüberschiebungen mit mafischen bis ultramafischen Gesteinen und Hochdruck-Metamorphismus sind auf eine Suturzone geschoben. Die Sutur erstreckt sich bis westlich von Galizien und vielleicht bis in die Badajoz-Cordoba Scherzone als die Wurzelzone der westgalizischen Ophiolitdecken. Sie entspricht wahrscheinlich einem früh-paläozoischen Meer oder einem Randbecken, da die meisten mafischen Gesteine, die Seltene Erden-Element-Verteilung von ozeanischen Tholeiiten oder kalkalkalischen Gesteinen aufweisen, mit Altern von 550 bis 480 Ma.

Die variszischen Ereignisse können erklärt werden durch eine logische Abfolge, einschliesslich dem Verschwinden des Ozeans, durch :

\* Schliessung eines früh-paläozoischen Ozeans während dem späten Ordovizium und Silur durch intraozeanische Subduktion nach Nordwesten (synthetisch mit dem grossen Überschiebungssystem), die zu Obduktion im Silur und frühen Devon führte. Eine zweite Subduktion unter dem Nordkontinent ist möglich. Die Richtung der Subduktion wird von der Vergenz und Deckentransportrichtungen bestimmt.

\* Kollision während dem mittleren bis späten Devon 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. Retomorphose von ursprünglich Hochdruckvergesellschaftung in Mitteldruck- und Barrow-typ Metamorphismus und die Entwicklung von anatektischen Granite erfolgte in diesem Stadium. Die gebogene Form des Gürtels erfolgte nach der Kollision durch progressiven Zusammenstoss des südlichen kontinentalen Vorgebirges auf den Nordkontinent. Intrakontinentale Deformation resultiert aus der Blockierung der Subduktionszone infolge der untergeschobenen kontinentalen Kruste.

\* Zunehmende intrakontinentale Deformation fand statt, während aufsteigende anatektische Granite von einem Hochtemperaturmetamorphismus begleitet wurden. Migration des Metamorphismus und der Deformation von den internen zu den externen Zonen und der Aufstieg vieler Granitoide von den tieferen Teilen der verdickten kontinentalen Kruste war durchdringend.

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

## 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.