

# Geologie der Betischen Kordillere in der Provinz Alicante

von Hendrik Mehrens

## 1. Überblick

Die Betische Kordillere ist ein Gebirgszug, der sich vom Golf von Cádiz bis in die südliche Provinz Valencia erstreckt und Morphologie und Landschaftsbild im Südosten Spaniens prägt. Seine östliche Verlängerung findet das Gebirge in der Serra de Tramuntana auf Mallorca. Im Süden kann das marokkanische Rif-Gebirge jenseits der Straße von Gibraltar als direkte Fortsetzung der Betischen Kordillere angesehen werden.

Die Betische Kordillere ist ein junges Faltengebirge, das im Rahmen der Alpidischen Gebirgsbildung bei der Kollision von Eurasischer und Afrikanischer Platte im Verlaufe des Tertiärs aufgefaltet und gehoben wurde.

Im ausgehenden Paläozoikum war durch die Variszische Gebirgsbildung der Großkontinent Pangäa entstanden. In diesen reichte von Osten her ein weitreichender Meeresarm, die Tethys, bis in den heutigen Mittelmeerraum hinein. In der Trias wurden in der Tethys überwiegend karbonatische Flachwasserkalke abgelagert, während auf den umgebenden Festländern bei ariden Klimaverhältnissen limnisch-fluviatile Sedimentation vorherrschte. Die Iberische Halbinsel als Teil Pangäas lag während der Trias weitgehend im Bereich der festländisch geprägten Sedimentation.

Die ab dem Jura einsetzende etappenweise Öffnung des Atlantiks leitete den Zerfall Pangäas ein. Das Aufbrechen des Großkontinentes längs der Naht des heutigen Mittelatlantischen Rückens schuf Spannungen, die sich nach Osten fortsetzten und die letztlich zur Trennung Afrikas und Eurasiens führten. Beide Kontinente begannen sich relativ zueinander zu bewegen. Die dabei auftretenden Dehnungskräfte führten dazu, dass zwischen dem Nordrand Afrikas und dem Südrand Iberiens ein schmaler Ozean in der Verlängerung der Tethys entstand, der bis zum Atlantik reichte. Ein anderer Meeresarm verband die Tethys weiter nördlich über den Golf von Biskaya mit dem Atlantik.

Nach einer ersten Phase mit starker Ostdrift der Afrikanischen Platte wurde diese nach Norden gegen Eurasien geschoben. Dies führte ab dem Ende der Kreide zur Einengung der Tethys und schließlich im Miozän zur Kollision der Afrikanischen und der Eurasischen Platte. Die Folge war die Auffaltung und Heraushebung eines Gebirgssystems, das sich vom westlichen Mittelmeerraum über die Alpen und den Balkan nach Vorderasien und weiter zum Himalaya und bis nach Südostasien erstreckte.

Die Betische Kordillere ist Teil der Südwestflanke dieses Alpidischen Gebirgsgürtels. Im westlichen Mittelmeer war an der Kollision neben der Iberischen und der Afrikanischen Platte die Alborán-Mikroplatte beteiligt, die von schmalen Streifen ozeanischer Kruste umgeben war. Bei der Kollision der Alborán-Landmasse mit der Iberischen Platte wurde der dazwischenliegende Ozeanboden vollständig subduziert. Die Überreste der Alborán-

Mikroplatte stehen heute im Südostteil der Betischen Kordillere an und bilden als sogenannte Innenzonen eine der vier geologischen Haupteinheiten des Gebirges.

## **2. Gliederung und Struktur der Betischen Kordillere**

Die Betische Kordillere ist ein alpinotypes, durch Faltung und Deckenbau gekennzeichnetes Gebirge. Voraussetzung dafür war ozeanische bzw. ausgedünnte kontinentale Kruste im westlichen Mittelmeer, wie sie im Laufe des Mesozoikums durch die Verbindung der Tethys zum Atlantik entstanden war (SCHÖNENBERG & NEUGEBAUER 1994).

Die Hauptstreichrichtung der Betischen Kordillere ist WSW – ENE. Dabei lassen sich vier große geologische Einheiten untergliedern, die sich hinsichtlich der Petrographie, des Metamorphosegrads und der Tektonik unterscheiden. Der Deckenbau des Gebirges ist nach Norden gegen das variszisch konsolidierte und mit mesozoischen Tafelsedimenten bedeckte Vorland gerichtet. Die nordwestliche Begrenzung der Kordillere bildet das Guadalquivir-Becken, welches als jungtertiäre Molassesenke den Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges aufnahm.

Die vier geologischen Haupteinheiten, die man in der Betischen Kordillere abgrenzen kann, sind: Innenzonen (*Zonas Internas*), Außenzonen (*Zonas Externas*), Flyschzone von Gibraltar und die Känozoischen Becken.

### **2.1 Innenzonen**

Die Innenzonen nehmen den küstennahen Teil des Gebirges ein. Sie bestehen überwiegend aus Resten der Alborán-Mikroplatte, die von Osten kommend vor 18 Mio Jahren mit dem Südrand der Iberischen Platte kollidierte. Die Innenzonen wurden dabei mit einer komplizierten Tektonik gegen die Außenzonen gepresst. Ein Großteil der Gesteine ist metamorph. In den Innenzonen findet sich variszisch gefaltetes Paläozoikum, das von der nachfolgenden Alpidischen Orogenese erneut erfasst wurde. Es lassen sich drei große geologische Einheiten unterscheiden: der Nevado-Filabriden-Komplex, der Alpujarriden-Komplex und der Malaguiden-Komplex.

Die Nevado-Filabriden umfassen den untersten Deckenstapel und bauen vor allem die Sierra Nevada und die Sierra de los Filabres auf, wo sie heute in tektonischen Fenstern freigelegt sind. Die Nevado-Filabriden bestehen ausschließlich aus Gesteinen mit hohem Metamorphosegrad. Insbesondere treten Glimmerschiefer auf. Daneben kommen unter anderem Amphibolite, Gneise und Quarzite vor. Altersmäßig umfassen die Nevado-Filabriden Gesteine des Paläozoikums und der unteren Trias.

Die nächstjüngere Einheit ist der Alpujarriden-Komplex, benannt nach dem östlich von Granada gelegenen Gebirgszug der Alpujarras. Der Alpujarriden-Komplex weist eine komplizierte tektonische Struktur auf und wurde über den Nevado-Filabriden-Komplex geschoben. Die Gesteine umfassen Paläozoikum und stellenweise Trias. Überwiegend

kommen Glimmerschiefer, Gneise, Quarzite und Metabasite vor. Die Gesteine weisen mittlere bis hohe Metamorphosegrade auf und haben mehrfache Metamorphosestadien durchlaufen. Die Trias-Vorkommen bestehen aus bedeutenden Vorkommen von Dolomit- und Kalksteinen, die im flachmarinen Milieu entstanden und teilweise in Marmor umgewandelt wurden.

Der Malaguiden-Komplex, der vor allem im Raum Malaga ansteht, bildet den obersten Deckenstapel der Innenzonen. Er unterscheidet sich deutlich von den beiden anderen Komplexen. Es treten überwiegend nicht- oder nur schwach metamorph überprägte Sedimente auf. Das Paläozoikum besteht aus terrestrischen und flachmarinen Ablagerungen. Dazu gehören Sand- und Kalksteine. Insbesondere im Perm und in der Trias treten kontinentale, teilweise grobklastische Sedimente auf, während im übrigen Mesozoikum und bis in das Miozän hinein flachmarine, kalkig-mergelige Ablagerungen dominieren.

## **2.2 Außenzonen**

Die Außenzonen, die sich in nordwestlicher Richtung an die Innenzonen anschließen, nehmen den größten Teil der heutigen Kordillere ein. Sie enthalten mesozoisch-känozoische Sedimentfolgen, die größtenteils im marinen Bereich der Tethys entstanden. Lokal finden sich auch vulkanische und subvulkanische Einschaltungen. Das Alter der Gesteine in den Außenzonen umfasst den Zeitraum Trias bis Miozän. Im Gegensatz zu den Innenzonen tritt keine Metamorphose auf.

Kennzeichnend für die interne Struktur der Betischen Kordillere ist, dass sich die Außenzonen, die ursprünglich den Kontinentalrand der Iberischen Platte bildeten, von ihrem Basement abgelöst haben und auf den Südostrand der Iberischen Platte geschoben wurden. Dabei kam es zu Überschiebungen, Faltenbildungen und Verwerfungen. Als Gleitbahn für Überschiebungen dienten tonig-evaporitische Schichten der Trias. Die tektonische Einengung hat dabei zu einer beträchtlichen Verkürzung des ursprünglichen Ablagerungsraumes geführt.

Bevor es im Miozän zur Hauptphase der Kollision kam, setzten bereits im Jura tektonische Bewegungen ein. Diese hatten ihre Ursache in der beginnenden Öffnung des Atlantiks und der damit einsetzenden Erweiterung der Tethys. Die ursprüngliche marine Plattform am Südostrand Iberiens zerbrach in zwei Bereiche, die in der Folgezeit unterschiedliche Entwicklungen nahmen. Diese beiden Ablagerungsräume, die die Außenzonen der Betischen Kordillere heute in zwei große Einheiten unterteilen, sind das Präbetikum (*Prebético*) und das Subbetikum (*Subbético*).

Das Präbetikum, das seine größte Verbreitung in der Provinz Alicante hat, stellt einen küstennahen Ablagerungsraum dar, in dem sich flachmarine Plattformkalke und terrigene Sedimente des nahen Festlandes finden. Dagegen bildete das weiter südlich gelegene

Subbetikum ab dem Lias ein ozeanisches Becken mit pelagischer Sedimentation. Ab dem unteren Miozän wurde das Präbetikum in seinem Ostteil vom Subbetikum überfahren.



**Außenzonen**

- Præbetikum
- Subbetikum
- Trias

**Innenzonen**



**Känozoische Becken**

- Obermiozän und jünger
- Unter- bis Mittelmiozän

Abbildung 1: Geologische Karte der Provinz Alicante

### **2.3 Flyschzone von Gibraltar**

Zwischen der Alborán-Mikroplatte und dem Südostrand der Iberischen Platte entwickelte sich ab dem Jura ein schmales ozeanisches Becken, welches seine maximale Expansion in der Oberkreide erreichte. Danach kam es zur Einengung und Subduktion dieses Beckens. Die dabei entstandenen Flyschablagerungen stehen heute großflächig an in der Provinz Cádiz, in Gibraltar und auf kleineren Flächen auch in der Provinz Málaga.

Der Flysch der Betischen Kordillere ist eine Wechsellagerung aus Turbiditen und pelagischen Karbonatsedimenten, wobei die ältesten Ablagerungen noch aus der Kreide stammen. Die größten Mächtigkeiten finden sich an der Oligozän/Miozän-Grenze. Sandige Flyschablagerungen können lokal über 1000 m mächtig werden.

### **2.4 Känozoische Becken**

In der Betischen Kordillere und an ihrem Nordwestrand finden sich junge Sedimentbecken, die teils synorogener, teils postorogener Anlage sind (ESTÉVEZ et al. 2004). Das größte ist das neogene Guadalquivir-Becken, welches die Molassevertiefe des Gebirges gegen das ungefaltete Vorland der Meseta darstellt.

Die Sediment-Füllungen der Känozoischen Becken entstanden vom Miozän bis in das Pleistozän. In der Regel liegen die Schichten horizontal, was auf fehlende tektonische Deformation nach ihrer Ablagerung hindeutet.

Die Becken nahmen im Miozän marine Ablagerungen in Form fossilreicher Mergel auf, deren Entstehung etwa mit der Hauptphase der Plattenkollision zusammenfällt. Daher sind in die Sedimente große Blöcke (Olistolithe) eingeschaltet, die die Abtragung des sich aufbauenden Gebirges dokumentieren. Ab dem Obermiozän ging die Verbindung der küstenfernen Becken zum Mittelmeer verloren, so dass ab dann eine terrestrische Sedimentation erfolgte. Küstennahe Becken blieben dagegen im marinen Einflussbereich. In ihnen finden sich auch Ablagerungen aus dem Pleistozän.

## **3. Gliederung und Aufbau der Betischen Kordillere in der Provinz Alicante**

Die Höhenzüge der Betischen Kordillere nehmen den Großteil der Provinz Alicante ein. Höchste Erhebung ist mit 1558 m der Pico de Aitana in der Sierra de Aitana. Lediglich der Süden der Provinz wird durch eine Ebene eingenommen, deren Entstehung und Füllung aber ebenfalls mit der Orogenese der Kordillere zusammenhängt.

Von den oben beschriebenen geologischen Haupteinheiten treten in der Provinz Alicante die Innenzonen, die Außenzonen und die Känozoischen Becken auf. Die Außenzonen sind dabei sowohl durch das Präbetikum als auch das Subbetikum vertreten. Letzteres tritt allerdings nur kleinräumig im Südwesten der Provinz auf (Abbildung 1).

Die Gesteine der Betischen Kordillere wurden im Rahmen der Alpidischen Gebirgsbildung intensiv gefaltet und überschoben. Die tektonischen Hauptstrukturen des Gebirges sind

dabei NNW-vergent. Während die Innenzonen von einer tiefreichenden Tektonik gekennzeichnet sind, werden die Außenzonen durch oberflächennahe Tektonik mit Deckenbau geprägt (ESTÉVEZ et al. 2004).

### **3.1 Innenzonen**

Gesteine der Innenzonen liegen im Südteil der Provinz Alicante unter känozoischen Beckenablagerungen. Nur an wenigen Stellen reichen sie dort bis an die Oberfläche. Als Sierra de Callosa und Sierra de Orihuela durchstoßen sie die Sedimentfüllung des Segura-Beckens, erreichen die Oberfläche und bilden dort markante Höhenzüge. Abbildung 2 zeigt karbonatische Trias im Ostteil der Sierra de Callosa.



*Abbildung 2: Trias in der Sierra de Callosa*



*Abbildung 3: Miozäne Bruchtektonik*

Ihre Gesteine gehören zum Alpujarriden-Komplex aus der unteren und mittleren Trias. Es treten Quarzite, Phyllite, Dolomite und Kalksteine auf, deren flachmarine Entstehung sich deutlich von der kontinental geprägten Trias weiter nördlich am Kontinentalrand der Iberischen Platte unterscheidet. Das östlichste Vorkommen des Alpujarriden-Komplex findet sich auf der südlich der Stadt Alicante gelegenen Isla de Tabarca. Auf dieser kleinen Insel stehen neben Karbonatgesteinen auch Intrusionen basischer Magmatite an.

### **3.2 Außenzonen**

Die Gesteine der Außenzonen nehmen einen Großteil der Provinz Alicante ein. Die Grenze zwischen Innen- und Außenzonen verläuft entlang der Linie Alicante – Crevillente. Nördlich dieser Linie, die eine bedeutende tektonische Überschiebungen darstellt, erstreckt sich das Ausstrichgebiet der Außenzonen.

Die Sedimentgesteine in den Außenzonen entstanden am südöstlichen Rand Iberiens. Die ältesten Gesteine stammen aus der Trias. Ab dem Jura lassen sich dann zwei unterschiedliche Ablagerungsräume unterscheiden: das Präbetikum und das Subbetikum. Auf der geologischen Karte in Abb. 1 sind die verstreuten Ausstrichgebiete triassischer Sedimente zu erkennen. Ihre tonig-evaporitischen Sedimente sind extrusiv an die

Oberfläche gewandert. Besonders deutliche Diapirstrukturen finden sich bei Pinoso und rund um Altea an der Küste.

Jurassische Ablagerungen des Präbetikums bestehen aus Karbonatgesteinen, die in den Kernen von Satteln anstehen oder entlang von Störungen gehoben und frei gelegt wurden. Die weit verbreitete Kreide bildet mit ihren organogenen Kalk- und Mergelsteinen zahlreiche Höhenzüge in der Kordillere. Das Ablagerungsmilieu zeigt eine flache Plattform an, die nach Süden vom tieferen Meer abgelöst wurde. Das südliche Präbetikum bildet daher schon eine Übergangszone zum pelagischen Subbetikum.

Im Paläogen finden sich Kalke, die im Riffbereich entstanden und reich an Nummuliten und Foraminiferen sind. Sie bilden die Höhenlagen der Sierra Aitana. Weiter südlich treten dagegen Mergel mit eingeschalteten Turbiditen auf.



*Abbildung 4: Präbetikum der Sierra de Bernia*

Abbildung 4 zeigt das Präbetikum der Sierra de Bernia. Die Höhenlagen mit dem schmalen Grat werden aufgebaut aus bioklastischen Kalken des Oligozäns, während an den Flanken Karbonatgesteine aus der Kreide anstehen. Das Tal im Vordergrund liegt im Ausräumbereich von leicht löslichen Evaporiten der Trias. Abbildung 3 zeigt junge Bruchtektonik in miozänen Sedimentgesteinen der Außenzonen an der alcantischen Küste.

Das Subbetikum findet sich nur kleinräumig im Westen der Provinz Alicante. Es wurde entlang flacher Überschiebungsbahnen nach Norden auf das Präbetikum geschoben. Dabei dienten die plastischen Schichten des Keupers als Gleitbahnen. Aus dem Jura des Subbetikums stammen Dolomit- und Kalksteine pelagischer Entstehung, wie sie in der Sierra de Reclot anstehen. Die Kreide ist nicht so weit verbreitet und besteht aus Kalk- und Mergelsteinen, die ebenfalls pelagischer Entstehung sind.

### **3.3 Känozoische Becken**

Innerhalb der Betischen Kordillere treten verschiedene Becken auf, die in das aufsteigende Gebirge einsanken. Zeitlich fällt ihre Entstehung in den Zeitraum Miozän bis Quartär. Sie enthalten marine oder terrestrische Füllungen.

Im Unter- und Mittelmiozän entstanden langgezogene Becken, die in Verbindung mit dem Atlantik oder dem Mittelmeer standen (ESTÉVEZ et al. 2004). Sie enthalten flachmarine und pelagische Ablagerungen. Im Bezug auf die Alpidische Gebirgsbildung sind sie synorogener Entstehung. In den Beckensedimenten eingelagerte Fremdgesteine (Olistolithe), zum Teil in Form großer Blöcke, zeigen den Aufstieg und die beginnende Abtragung des Gebirges an.

Durch Kollision der Afrikanischen Platte und der ihr vorgelagerten Alborán-Mikroplatte mit der Iberischen Platte wurde das Meer ab dem Obermiozän zunehmend aus dem Gebiet der heutigen Provinz Alicante verdrängt. Jüngere Beckenfüllungen sind daher weitgehend terrestrisch.

Daneben entstanden Becken im Küstenbereich, die einen relativ freien Zugang zum Meer hatten. Sie enthalten nicht nur marines Obermiozän, sondern auch Pliozän und küstennah sogar noch Quartär mit marinen Ablagerungen (ESTÉVEZ et al. 2004). Dazu gehören in der Provinz Alicante das Segura-Becken und das Vinalopó-Becken.

Das Segura-Becken (*Cuenca del Bajo Segura*) nimmt den Südteil der Provinz Alicante ein. Im Osten wird es durch das Mittelmeer, im Nordwesten durch eine bedeutende aktive Störung (*Falla de Crevillente*) begrenzt. Die Crevillente-Strörung hat eine Länge von über 200 km und befindet sich in einer der seismisch aktivsten Regionen Spaniens. Entlang der Störung hat postmiozäne Bruchtektonik zu einer Segmentierung in einzelne Blöcke geführt, die auf komplexe Weise gegeneinander verschoben wurden (CANORA-CATALÁN & MATÍNEZ-DIAZ 2006).

Das Segura-Becken ist postorogener Entstehung und enthält Ablagerungen vom Obermiozän bis zum Quartär. Von allen jungen Becken der Betischen Kordillere ist es nach CORBÍ & PINA & SORIA (2010) eines mit dem vollständigsten Schichtprofil. Sein Inhalt besteht aus karbonatisch-klastischen Sedimenten. Die Schichten liegen teilweise diskordant übereinander und zeugen von der tektonischen Unruhe dieses Senkungsbereichs.



Neben dem aus Westen gelieferten Abtragungsdetritus der Kordillere finden sich Beckenablagerungen, die auf einer flachen Meeresplattform und als Riffbauten im Bereich von Barrieren am Rande dieser Plattform entstanden (MORANTE & SORIA 1991).

Bei Santa Pola ist ein Riff aus der Messinium-Stufe aufgeschlossen (Abb. 5). Es zeigt die flachmarinen Bedingungen während seiner Entstehung innerhalb des Segura-Beckens an. Bei dem Riff handelt es sich um ein ehemaliges Atoll mit einem Durchmesser von etwa 5 km. Morphologie und Aufbau können wegen des besonderen Erhaltungszustandes des Riffs auch heute noch gut beobachtet werden.

Verschiedene Arten und Wuchsformen fossiler Korallen finden sich bei Santa Pola in Abhängigkeit ihrer Position im Riffkörper. Dem Riff vorgelagert ist eine Zone aus Riffschutt und fächerartigen Ablagerungen an Stellen, wo Strömungskanäle den Atollring durchbrochen haben. Diese Sedimentfächer enthalten Reste fossiler Grünalgen, die im Strömungsbereich der Durchbruchstellen siedelten und die nach ihrem Absterben vor dem Atoll abgelagert wurden.



*Abbildung 5: Miozänes Riff, Santa Pola*

Oberpliozän und Quartär des Segura-Beckens sind überwiegend kontinental. Es handelt sich dabei um Absätze in küstennahen Lagunen und um Strandsedimente (CORBÍ & PINA & SORIA 2010).

Unterlagert wird das Becken von Gesteinen, die in der Kordillere an der Oberfläche zu finden sind. Im Norden liegt die Beckenfüllung auf dem präbetischen und subbetischen Untergrund der Außenzonen, im Süden auf Gesteinen des Alpujarriden-Komplexes der Innenzonen. An zwei Stellen gelangen die Alpujarriden bis an die Oberfläche. Es sind dies die Sierra de Orihuela und die Sierra de Callosa, die aus der Ebene des Segura-Beckens hinausragen.

#### **4. Geologische Entwicklung in der Provinz Alicante**

Im Paläozoikum wurde die heutige Iberische Halbinsel von der Variszischen Gebirgsbildung erfasst. Die Hauptfaltungsphase fand vor rund 300 mio Jahren an der Westfal/Stefan-Grenze statt. Man kann davon ausgehen, dass die gesamte Region der heutigen Betischen Kordillere gegen Ende des Paläozoikums Teil des Variszischen Orogens war. Paläozoischer Untergrund ist in der Provinz Alicante nirgendwo aufgeschlossen, er dürfte jedoch in etwa so aussehen wie das Paläozoikum im Bereich des Iberischen Massivs.

Nach dem Ende des Variszischen Zyklus' begann der Alpidische Zyklus. Am Südostrand Iberiens war während des Mesozoikums ein passiver Plattenrand entstanden. Im mittleren Unterjura durchlief dieser das Stadium eines interkontinentalen Riffings und entwickelte sich im Paläogen zu einem konvergierenden Plattenrand, der im unteren und mittleren Miozän deformiert wurde.

Die ältesten Gesteine, die in der Provinz Alicante anstehen, stammen aus der Trias, als die Landmasse Iberiens zu Beginn der nachvariszischen Zeit noch eingebettet war in den Großkontinent Pangäa. Jedoch entstand in der Trias ein neuer Senkungsraum am Südostrand Iberiens, in dem über einem variszischen Basement das Abtragungsmaterial des nahen Festlandes zum Absatz kam. Dieser Senkungsbereich bildet heute die Außenzonen der Betischen Kordillere.

Im Norden des Senkungsraums überwog dabei eine terrestrische Sedimentation. Flüsse transportierten die Erosionsfracht des angrenzenden Hochgebietes nach Südosten in eine Küstenebene und setzen sie dort ab. In dieser Ebene gab es zahlreiche Lagunen, in denen bei ariden Klimaverhältnissen Meereswasser verdunstete, was zur Ausfällung verschiedener Salze führte. Die Trias im mittleren und nördlichen Teil der Provinz Alicante ist daher gekennzeichnet durch feinklastische und evaporitische Sedimente. Im Süden herrschten dagegen gänzlich marine Verhältnisse.

In den landferneren Innenzonen, die sich im Südteil der Provinz Alicante finden, wurden in der Trias pelagische Sedimente abgelagert, die man als alpinotyp bezeichnet. Diese Ablagerungen, die im Alpujarriden- und Navado-Filabriden-Komplex anstehen, zeigen Ähnlichkeiten mit denen im Alpenraum.

Eine Transgression zu Beginn des Juras setzte auch die bisher festländischen Teile unter Wasser, was zur Entstehung einer flachen Meeresplattform im Gebiet der heutigen

Außenzonen führte. Im Unterjura setzte das Aufbrechen Pangäas ein. Es verstärkte sich daher auch die tektonische Unruhe am südöstlichen Rand Iberiens. Infolge dieser Veränderungen kam es zu Bruchbildung und Ausdünnung der kontinentalen Kruste. Das initiale Riftstadium hatte begonnen.

Die einheitliche Karbonatplattform zerfiel durch diese tektonischen Bewegungen in zwei Bereiche, die in der Folgezeit unterschiedliche Entwicklungen nahmen. Der nördliche der beiden Sedimentationsräume ist das Präbetikum, der südliche das Subbetikum.

Im landnahen Präbetikum blieb es weiterhin bei flachmariner Karbonatsedimentation. Diese Bedingungen hielten auch noch im Mitteljura an. Im pelagischen Subbetikum kam es dagegen zu einer stärkeren Gliederung in Schwellen und Becken. Dies schlägt sich in den Mächtigkeitsunterschieden der Ablagerungen nieder. Lokale Rutschungen und Turbidite zeigen zudem die tektonische Instabilität an (VERA 1988).

In den Becken kamen rhythmische Mergel-Kalksteinsfolgen, Radiolarite und submarine Vulkanite zur Ablagerung. Auf den Schwellen entstanden Knotenkalke (*Ammonitico rosso*). Kalke mit Feuersteineinlagerungen finden sich sowohl in den Becken als auch auf den Schwellen. Sie wurden hauptsächlich in der Bajocium-Stufe abgelagert.

An der Grenze vom Mittel- zum Oberjura führten die expansiven Bewegungen zur Bildung ozeanischer Kruste in der westlichen Tethys. Es entstand ein schmaler Meeresarm, der das Subbetikum von einer südlich gelegenen Landmasse trennte, die als Alborán-Block bezeichnet wird.

In der Kreide wurden im Subbetikum und im südlichen Präbetikum der Region um Alicante pelagische Mergel und Kalksteine mit eingeschalteten Turbiditen abgelagert. Am Ende der Kreide oder zu Beginn des Paleozäns kam es schließlich zur Bewegungsumkehr der Platten. Am Südostrand der Iberischen Platte entstand damit eine konvergierende Plattengrenze und die Subduktion ozeanischer Kruste nach Süden unter den Alborán-Block begann.

Der Meeresarm zwischen Alborán-Mikroplatte und der Landmasse Iberiens begann sich zu schließen. Grund hierfür war die fortschreitende Nordbewegung der Afrikanischen Platte. Einengungsbewegungen führten in der Provinz Alicante zum Auftauchen der äußeren Bereiche des Präbetikums, während im Zentrum Flachwasserkalke und nach Süden hin pelagische Sedimente mit Turbiditen entstanden, die Ähnlichkeiten zum Subbetikum aufweisen (ESTÉVEZ et al. 2004).

Während der Einengungsphase im Paleozän und im unteren Miozän unterlag der Alborán-Block bedeutenden Veränderungen. Seine Gesteine wurden metamorphisiert und als Deckenstapel übereinandergeschoben. Durch Bruchtektonik kam es zudem zu einer Fragmentierung des Kleinkontinentes.

Die Kollision des Alborán-Blocks mit der Iberischen Platte begann vor rund 19 Mio Jahren. Dabei wurde der Alborán-Block entlang der Störung von Crevillente über 300 km weit nach Westen geschoben. Diese Störung durchläuft den Süden der Provinz Alicante und trennt die Innen- und Außenzonen. Vor rund 9 Mio Jahren endete der Kollisionsprozess im

oberen Miozän. Damit war die Betische Kordillere auch im geographischen Sinne als markantes Gebirge auf der Iberischen Halbinsel entstanden. In der postorogenen Phase bildeten sich intramontane Becken, die große Sedimentmengen aufnahmen.

Im ausgehenden Miozän spiegeln evaporitische Ablagerungen in Küstennähe die wechselvolle Geschichte der Meeresspiegelschwankungen im Mittelmeer wider. Während der Messinischen Salinitätskrise kam es zu einem Austrocknen des Mittelmeeres, da die Verbindung zum Atlantik verloren ging. Das eindampfende Wasser führte zur Ablagerung mächtiger Salzsichten, so auch im Segura-Becken im Süden der Provinz Alicante. Die deutlich niedrigere Erosionsbasis führte dazu, dass in das Mittelmeerbecken einmündende Flüsse tiefe Schluchten in die küstennahen Ablagerungen erodierten.

Vor Beginn des Pliozäns fand eine bedeutende Hebung des Gebirges statt, was zu einem endgültigen Rückzug der Meeres aus den küstenfernen Becken führte. Bei einer weiteren Hebungsphase zu Beginn des Quartärs kam es zum Einschneiden des heutigen Gewässernetzes in den Untergrund.

Die Klimaschwankungen des Pleistozäns führten zu wechselnden Meeresspiegelständen, die sich in Form mariner Terrassen entlang der gesamten alicantinischen Küste verfolgen lassen. Zur Hebung einzelner Terrassen hat nach ESTÉVEZ et al. (2004) auch rezente Tektonik beigetragen. Während der Flandrischen Transgression vor 6000 Jahren formte sich die heutige Küstenlinie südlich der Stadt Alicante. Die tektonischen Spannungen haben bis heute nicht aufgehört. In der Provinz Alicante herrscht weiterhin eine NW – SE gerichtete Einengungsbewegung, die im Süden stärker als im Norden ist. Gelegentlich führt dies zu leichten bis stärkeren Erdbeben.

## **Literatur**

CANORA-CATALÁN, C. & MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J.(2006): Indicadores estructurales y morfológicos de deformaciones postmiocenas en el sector occidental de la Falla de Crevillente (Cordillera Bética). - Geogaceta, **39**: 71-74; Madrid

CORBÍ, H. & PINA, J.A. & SORIA, J.M. (2010): Bioestratigrafía basada en formaminíferos planctónicos para el Mioceno superior de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). - Geogaceta, **48**: 71-74; Madrid

ESTÉVEZ, A. & VERA, J.A. & ALFARO, P. & ANDREU, J.M. & TENT-MANCLÚS, J.E. & YÉBENES, A. (2004): Geología de la Provincia de Alicante. - Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, **12.1**: 2-15; Girona

MORANTE, C. & SORIA, A. (1991): Secuencia estratigráfica y análisis de facies del Mioceno entre Elche y Crevillente (Cordilleras Béticas. Alicante). - Geogaceta, **10**: 52-54; Madrid

SCHÖNENBERG, R. & NEUGEBAUER, J. (1994): Einführung in die Geologie Europas. - 294 S., 43 Abb.; 6. Auflage, Freiburg

VERA, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. - Rev. Sov. Geol. España, **1 (3-4)**: 373-391; Salamanca

Das Dokument "Geologie der Betischen Kordillere in der Provinz Alicante" ist in elektronischer Form (PDF-Format) gespeichert unter:

[www.geologie-digital.de/geologie/Geologie\\_Betische\\_Kordillere\\_Provinz\\_Alicante.pdf](http://www.geologie-digital.de/geologie/Geologie_Betische_Kordillere_Provinz_Alicante.pdf)

Ursprünglich erstellt am: 20.12.2012

Version: 1.0.0

Letzte Änderung: 20.12.2012

Autor: Diplom-Geologe Hendrik Mehrens

Bitte beachten Sie die Hinweise zum Urheberrecht unter: [www.geologie-digital.de/impressum.html](http://www.geologie-digital.de/impressum.html)