

La geologia si occupa dello studio della terra solida, delle rocce (genesi e classificazione), litostratigrafia, biostratigrafia e cronostratigrafia; studio delle deformazioni delle rocce e la formazione di catene orogeneiche; tettonica delle placche.

In conclusione l'evoluzione geologica del territorio.

La geologia applicata: ricerca di materiali utili e sfruttamento (miniere, costruzioni); ricerca di acqua, idrocarburi, fluidi geotermici; ingegneria civile; prevenzione calamità naturali e ripristini; geofisica.

Rilevamento geologico.

Libro: Casati "scienze della terra, vol1 elementi di geologia generale". Simpson "lettura delle carte geologiche".

Dispense di riconoscimento minerali e rocce.

Prima dei tempi geologici

Galassie: sistemi stellari

nebulose: ammassi di gas e polvere cosmica (composti di silicio, molecole inorganiche e organiche)

Stelle: corpi prevalentemente gassosi incandescenti

Velocità di recessione: velocità di fuga delle galassie rispetto ad un punto di riferimento. L'effetto doppler si può estendere alle onde luminose. La spettroscopia ci dà indicazioni su come sono fatti i corpi celesti e ci dà un'idea della velocità e dello spostamento rispetto al punto di misurazione. L'analisi spettrale di una stella o di una galassia mi dà un'impronta digitale della stella o della galassia. Ho vari tipi di spettri con \neq frequenze. Ogni elemento ha le sue bande di emissione caratteristiche. Se all'interno dello spettro ho bande nere, esse indicano assorbimento, in genere date da gas freddi intorno ai corpi. Le righe di Fraunhofer (bande di assorbimento nello spettro continuo), dei gas + freddi intorno alle stelle. Se la banda di assorbimento si sposta verso frequenze più basse vedo che il corpo si sta allontanando ad una velocità che è indicata dallo spostamento verso gli infrarossi. (effetto doppler).

Espansione dell'universo. Le galassie più lontane sono le più veloci.

Altri dati possono essere la distribuzione degli elementi nei corpi soprattutto nel nostro pianeta e nei meteoriti.

Età della galassia.

Si hanno dei diagrammi per valutarla in base alla luminosità (riportata a distanza standard), la massa e la temperatura. La serie principale ci dà un diagramma che mette in relazione le stelle e i valori con l'età delle stelle.

Età della terra.

Si passa da un corpo completamente fuso a un corpo con strati raffreddati che si solidificano e differenziano anche dal punto di vista geochimico, le sostanze più leggere restano nella parte esterna ecc.

I meteoriti possono essere di due tipi: silicati o ferrosi. Si vede che la composizione è come quella del nostro mantello. I dati sulla composizione del mantello si hanno grazie a perforazione (poco, solo 12km, crosta), studi sismici, studio dei magmi basaltici che derivano dal mantello superiore, e le catene orogeneiche (si sono messe a giorno parti di mantello).

Zonizzazione chimica: la parte crosta è O, Si, Al, Fe. Mentre nell'intera terra si ha abbondanza di Fe, O, Si, Mg.

Il raffreddamento del pianeta è stato dato dall'attrazione gravitazionale. L'accrescimento. Il decadimento degli isotopi radioattivi: dove ce ne sono di più c'è un'energia termica: gli elementi radioattivi stentano a entrare nei reticoli cristallini e restano nella parte fusa o fanno parte degli ultimi reticoli cristallini, la massima parte è concentrata nella crosta terrestre.

Formazione degli oceani: eruzioni, fuga di H_2 e H_2O che ricadono sulla superficie che si sta raffreddando e su cui si trovano i detriti dell'erosione, così non evapora ma si raccoglie. La crosta primordiale fu formata da effusioni basaltiche. Nell'atmosfera riducente (H_2O_2 , CH_4 , H_2O , H_2) grazie all'energia elettrica si ha la produzione di aminoacidi, che poi si trasformano in carboidrati, proteine che poi danno la "zuppa primordiale".

Dorsali mediooceaniche.

Il magma può provenire anche dall'astenosfera, benché sia solida. Siamo in ambiente subacqueo, freddo e quindi le lave si consolidano velocemente, anche se sono molto fluide. Si possono staccare dei pillow e rotolare lungo il pendio. La posizione ci può dire se la struttura nel tempo è stata capovolta o spostata. talvolta i gas all'interno arrivano in contatto con l'acqua e rompono il pillow, creando delle brecce.

Vulcanismo esplosivo

Prodotto del vulcanismo:

Esplosivo depositi pliniani: colonna di fumo e ricaduta dei materiali, in primis i più pesanti, in genere sono già freddi. Inoltre si hanno gas tossici.

Il fungo di fumo può comportarsi anche in maniera diversa (colata piroclastica): se è molto molto caldo, i depositi possono ricadere non a pioggia ma tutti insieme sul fianco del vulcano, non sono vere e proprie ceneri ma materiale incandescente, che poi si comporta come una frana. Spesso nei vulcani legati alle subduzioni.

Surge: onda di base dell'esplosione, non è legata al materiale che piove dall'alto ma è proprio un'onda di aria, sollecitata dalla botta, che da correnti di vento che ridistribuisce il materiale piroclastico. Crea un deposito di trasporto di vento: le dune!

Classificazione delle piroclastiti.

Sopra i 2 mm materiale più grossolano: lapilli o addirittura bombe e blocchi. Sotto 2 mm si hanno le ceneri, meno di 1/16 sono ceneri fini. Le pomice sono lave vetrose (acide) che hanno un'alta porosità.

Se è presente un ghiacciaio sul vulcano l'acqua può fondersi → alluvioni. Oppure il vapor d'acqua trova le particelle e diventa nube e poi temporali ecc.

Infine i gas più comuni sono H_2O , CO_2 che scivola sui fianchi, va a riempire le depressioni ecc perché è denso, e acido solfidrico.

Rischio vulcanico.

Sismografi per capire dove avvengono i terremoti e quindi dove avviene la frattura e come la frattura evolve, per vedere dove si sposta la massa di magma. Indagini termiche ad infrarossi. Variazioni del rilievo, per vedere anomalie della superficie del vulcano. Infine studio geochimica dei gas delle fumarole: quando sta per avvenire un'eruzione cambia la composizione. È importante studiare anche la distribuzione dei venti per capire dove può spingersi il materiale.

Tomografia sismica.

Descrive la struttura tridimensionale del mantello, che evidenziano zone fredde e zone calde. Inizialmente ramite lo studio degli ipocentri dei sismi, si è riuscito a mappare fino a una certa profondità 600 km. Vedendo dove si avevano le zone più fredde, che davano i sismi. Quando poi è stata fatta la tomografia sismica invece si è visto che il materiale freddo, che non dà più sismi, continua a scendere e arriva talvolta fino al nucleo esterno. Viceversa si possono avere eccezioni di masse calde in porzioni alte. Si è capito che quindi i movimenti non terminano all'astenosfera ma più in profondità.

Le rocce intrusive costituiscono 5-10 % delle rocce affioranti. Mentre le sedimentarie rappresentano il 70-75%.

Rocce sedimentarie.

Rocce che prima subiscono alterazione, poi erosione, trasporto e sedimentazione. Diagenesi: passaggio da sedimento alla roccia litificata, grazie al seppellimento e al carico.

Si possono dividere in:

- Clastiche: fatte di granuli, di particelle, di rocce più resistenti. Distinguibili in base a granulometria
- Chimiche e biochimiche: carbonatiche, evaporitiche, silicee, combustibili, ferriere, fosfatiche.
- Residuali:

Clastiche: particelle che danno tessitura clastica. Si possono classificare in base a granulometria e tessitura.

Ghiaia: rendo un numero ampio di ciottoli e con il calibro misuro i 3 assi, posso fare un'analisi di diametro nominale. Ovvero immergo il campione in un Becker d'acqua per avere il volume, e considerando il diametro come una sfera ottengo un diametro. Sabbie: setacciatura. Le peliti, che non possono essere setacciate perché troppo fini, posso fare la densimetria, grazie ad un raggio luminoso che attraversa, posso vedere di che entità è il passaggio luminoso e quindi misurare.

Rocce silicee (si comporta in maniera opposta al calcio): va in soluzione facilmente in ambiente alcalino.

La silice può essere quella trasportata in modo colloidale o di quella dispersa in forma ionica, oppure spoglie organiche, la solubilità della silice è piuttosto bassa e costante a pH 2-9. La solubilità della silice è opposta a quella della calcite. L'origine può essere precipitazione diretta (colloidale), ma quella principale è quella biologica (precipitazione indiretta), soprattutto resti di radiolari e diatomee, che hanno guscio siliceo. Le radiolariti sono marine, abbiamo un guscio di opale (silice amorfa) e cominciano a diventare tramite ricristallizzazione e in calcedonio, dai fanghi radiolaritici si formano rocce con staterelli sottili, talvolta separate da argilla. Divengono poi diaspri, che hanno diversi colori, e sono stati utilizzati anche come pietre semi preziose. I colori possono andare dal rosso (ematite), grigio verde (ftaniti) e neri (liditi) a seconda della presenza e del numero di ossidazione del ferro, dovuto a un diverso pH. Diatomiti: se sono marine sono dette tripoli, se invece sono continentali hanno un aspetto farinosa bianca chiamata farina fossile, si formano in ambienti lacustri dove si può sviluppare l'associazione di diatomee, con acque limpide e grande apporto di silice, quindi ad esempio laghetti in zona vulcanica. Nella colonna d'acqua pelagica si ha in un punto una pressione in cui si ha discioglimento dei gusci dei foraminiferi, oltre si possono trovare fanghi argillosi o anche radiolariti, a volte succede che coesistano radiolari e foraminiferi, quindi si può avere una melma mista silicea-calcarea, che origina calcari silicei, che reagiscono con l'acido quindi sono calcarei, però sono resistenti come i silicei, talvolta all'interno si possono aprire dei fori o delle liste.

Rocce chimiche evaporitiche: si formano per precipitazione chimica da acque marine o continentali, piene principalmente di carbonato di calcio.

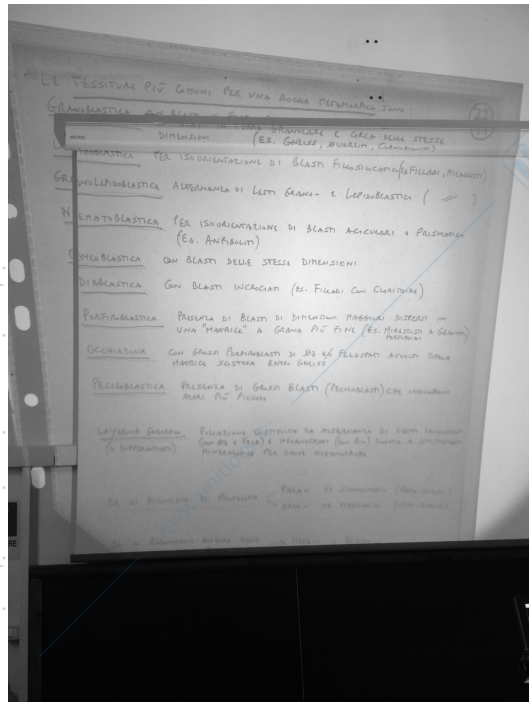
Il carbonato di calcio inizia a precipitare quando l'acqua ha raggiunto il volume di 1/2, il gesso (solfato di calcio) quando il volume è ridotto a 4/5, mentre il salgemma inizia al volume di 9/10, quando invece è quasi asciutto si hanno sali potassici o magnesiaci. Per avere 1 m di sale devo far evaporare 65 m di h₂O, per un metro di gesso devo evaporare 1000 m di h₂O.

I tipi di evaporati in genere si trovano su più strati: in genere sotto perite (sedimento lagunare di ambiente riducente, argilla nera), l'acqua di mare poi comincia a concentrarsi e inizia a precipitare il carbonato di calcio, con un po' di magnesio (detti calcari stromatolitici), quando siamo a metà dell'acqua si ha gesso, con strutture tipiche a coda di rondine verso il basso, che talvolta si associano in "cavoli", la struttura ci dà la polarità, capisco se è stata rovesciata da movimenti tettonici, questo gesso è detto selenite, quando comincia a cambiare l'umidità tipo piogge concentrate, erode un po' questo gesso e dà gessoareniti: arenaria di gesso, erose e ridepositate, se le piogge continuano si può verificare scivolamento o arriva argilla, e si formano masse caotiche con materiale argilloso e gessi, a questo punto il mare torna.

Il sale è difficile che si trovi perché precipita per ultimo perché precipitando per ultimo difficilmente resta e va in diagenesi, sono rari i casi in cui a tetto viene conservato lo strato di cloruro di sodio.

Diagenesi: compattazione (avviene nelle rocce tipo argille), cementazione del calcare fra i grani, fossilizzazione. Un altro processo è la dolomitizzazione: calcare deposto che va in contatto con acque ricche in magnesio, il Mg entra nel reticolo cristallino e da calcite va a dolomite

Rocce metamorfiche: cristalline e con struttura scistosa.



La tessitura indica i tipi di scistosità:

Granoblastica: basti granulari

Lepidoblastica: isorientazione di basti fillosilicati

Granolepidoblastica

Nematoblastica eccc

Quindi va individuata la tessitura, la componente mineralogica e poi il grado e il tipo di metamorfismo, che sarà diversa a seconda del protolito.

Metamorfismo regionale: si ha quando l'intero stato termico regionale viene alterato per aumento del flusso di calore ed è connesso geneticamente e spazialmente a grandi fasce orogenetiche per questo è accompagnato da attività diastemica. può essere barruviano (>P) o a chiarite-sillimanite o abukuma (<P) o a andalusite-sillimanite.

Metamorfismo su un calcare: se è puro otteniamo il marmo bianco, ma se si ha un po di argilla i materiali argillosi si smistano e si hanno venature o livellati marmorei/filladici (calce-scisto).

Zone di subduzione

Il piano di veniel (?). siamo in una litosfera fredda perché siamo lontani dalle dorsali, sul margine continentali si ha un gradiente geotermico normale e le isoterme della crosta che va giù si raffreddano. La litosfera oceanica non fonde mai perché è fredda. Col procedere del raffreddamento si liberano i fluidi verso la zona di sovrsubduzione. La temperatura sale e lì si crea magma nel mantello, basaltico (t molto alta), nella zona di sovrsubduzione. I magmi tendono a risalire verso basso e le isoterme sono modificate dal magma che risale, la crosta ha la

composizione di un granito, e viene sciolta dal magma, che quindi da basalto si fa andesite (vulcani andesitici, magmatismo calc-alcalinio).

Sulle alpi la maggior parte di metamorfismo è di alta pressione e bassa temperatura (subduzione).

Metamorfismo di seppellimento. Si sviluppa in estese e potenti fasce caratterizzate da un crescente crico litostatico, gradiente geotermico basso o normale.

La prima facies è la facies zeolitica, si forma zeolite laumontite e prehnite ecc, sostanzialmente silicati di calcio in cui può entrare anche il magnesio, il ferro ecc. ma nella facies ci sono anche molti minerali già visti negli scisti verdi (albite, clorite ecc).

Facies a scisti blu (anche chiamata lawsonite-glaucofane) il minerale principale è il glaucofane (anfibolo a Na). I feni nel metamorfismo di seppellimento sono a sodio! Se il mio glaucofano è la trasformazione di basaltici, i plagioclasti invece si trasformano in lawsonite. A circa 8kb il glaucofane perde l'acqua e si passa al pirosseno e quindi alla fase eclogitica. Con tinte verdi bluastre, miscuglio di pirosseni con diopside e giadeite, tracce di sfaldature a 90°. C'è anche il granato rosso (piropo), caratteristico delle pressioni molto molto elevate, che non si confonde con l'almandino del metamorfismo regionale. Ad esempio la silice si trasforma in coesite quando c'è una pressione di 100 km.

Metamorfismo di fondo oceanico. Avviene in corrispondenza delle dorsali oceaniche, aree con tante fratture legate ai reef ma anche a faglie trasformi che la segmentano, la profondità è oltre i 2000 metri, l'acqua viene spinta verso il basso e entra nelle fratture. L'acqua, che ha già 35 gr/l di sale, entra in una zona di rocce di basalto, gabbro e si ha un'alterazione delle rocce basiche ed ultrabasiche. Il pirosseno quindi si idrata e diventa clorite perché si ha basso grado metamorfico. I minerali che si formano sono minerali di trasformazioni della roccia incassante, rispetto al fluido sempre più caldo e ricco in gas, che lo rende acido e quindi aggressivo nei confronti delle altre rocce incassanti, si ha una lisciviazione, alcuni possono essere portate via.

Entra in un ciclo di compressione termica e si ha poi l'arrivo in superficie si ha evaporazione e cristallizzazione, si formano i cosiddetti black smokers che buttano fuori ossidi di ferro e intorno si depositano metalli. Si ha anche seppellimento.

Metamorfismo di contatto. rocce compatte granoblastiche prodotte da metamorfismo termico statico su rocce incassanti, corpi ignei intrusivi, termometamorfismo è prodotto anche dalle colate di lava sul substrato. Attorno ai corpi intrusivi si formano aureole termometamorfiche, spesse da pochi m a km, tipicamente zonate con cornubianiti. Le rocce di metamorfismo di contatto si chiamano cornubianiti o hornfels. Intorno alla massa si hanno quindi strati. Il termometamorfismo dipende da: temperatura (quindi acidità o basicità), volume del corpo intruso, fatturazione delle rocce incassanti, presenza di fluidi magmatici, che se entrano nelle fratture possono portare il calore a una distanza maggiore, e quindi aumenta l'aureola metamorfica.

Minerali del metamorfismo di contatto: biotite, andalusite (con porfiroblasti postcinematici, che crescono su tutto quel che trovano e con bordi propri) I corpi magmatici acidi sono quelli che hanno molti fluidi e quindi l'aureola è più estesa rispetto ad esempio a corpi gabbri, mentre nei gabbri si hanno temperature più alte. Partendo dall'esterno verso l'interno dell'aureola si ha la seguente zonazione.

- scisti macchiettati: rocce in cui iniziano a comparire macchie che sono la prima cristallizzazione di minerali di contatto
- Cornubianiti ad Ab+Ep (clorite, anfiboli non alluminiferi, tremolite actinolite, muscovite e andalusite)
- Cornubianiti a orneblenda (530-630°)
- Cornubianiti a cordierite e k-feldspati

Unità biostratigrafiche, biozone. Non tengono di conto la litologia ma i fossili presenti negli strati spesso quindi i criteri non coincidono. Zone caratterizzate da fossili o associazioni fossilifere ≠, si usano i fossili indici. La biozonatura può essere di tipi diversi. La zona di associazione, detta cenozona: diversi tipi di organismi con una distribuzione temporale combinata: li guardo tutti (comparsa e scomparsa della specie) e centro il più possibile la zona. Zonature basate sulla comparsa di una specie, che è graduale e sulla scomparsa, altrettanto graduale; si studia quindi l'acme ovvero il momento di massima diffusione della specie. Se poi considero un gruppo fossilifero che abbia una evoluzione rapida ed evidente posso usarli come fossili guida, zonazione detta filogenetica es calpionella (plancton per giurassico superiore e cetaceo inferiore). Quando compaiono questi organismi si chiamano bio orizzonti. Importantissime le trilobiti, che permettono zonatura molto precisa. Si fanno quindi delle

scale biostratigrafiche a livello locale, fino a livello globale. A livello globale la distribuzione biostratigrafica abbastanza costante non posso usare fossili che si muovono lentamente perché la zonatura può essere erronea. Quindi i platonici, che nuotano veloci, e che abbiano dei parametri costanti: i platonici non hanno bisogno di particolari salinità specifiche e soprattutto le forme devono essere abbondanti.

Tenendo conto della bio e della lito stratigrafia potrei anche dividere le zone in unità cronostratigrafiche, che non sono evidenti. Su cui si basa la cronologia geologica relativa. Corrispondono alle unità temporali.

Fasi orogenetiche più importanti: caledoniana (fra il siluriano e devoniano), variscica orocitica (?), albina.

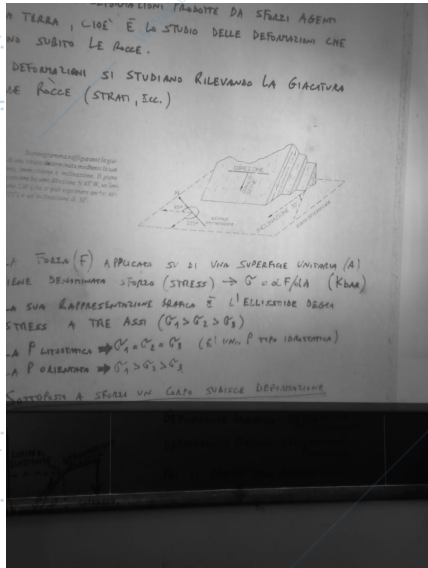
Cronologia assoluta

Si basa sul decadimento degli elementi radioattivi, per studiarlo allo spettrometro di massa devo sapere indicativamente l'età della roccia per studiare l'elemento corretto e appropriato.

TETTONICA

bisogna, attraverso le esposizioni, gli affioramenti prendere tutti i dati delle giaciture degli strati delle rocce.

Giacitura degli strati. Una superficie si può definire con 3 dati: la direzione della superficie (intersezione fra la superficie e l'orizzontale, nell'esempio è nord ovest - sud est), poi l'inclinazione (direzione di immersione e ampiezza dell'angolo). Nelle bussole da geologo è invertito l'est con l'ovest perché così è immediato capire verso dove immerge. Se mi accorgo che la stratificazione è rovesciata per cause tettoniche si ha un simbolo specifico.



Deformazione delle rocce. La roccia può essere duttile o fragile. La forza imposta è detta stress, e può essere la pressione verticale legata al carico (litostatiche) oppure orizzontale legata alle spinte tettonica (orientate). Mentre la deformazione è detta strain. Prendo un campione di roccia e lo sottopongo a stress, in primis il campione inizia a deformarsi in modo elastico, cioè se tolgo la sollecitazione lui torna alla forma originaria, ma se continuo passo una soglia di elasticità in cui la deformazione rimane impressa e si passa quindi al comportamento plastico. Se continuo a dare stress si passa la soglia del carico di rottura in cui il campione si rompe secondo. Un set di frattura e quindi si entra nel campo del fragile. (elastico -> plastico -> fragile). Se si passa il carico di rottura si formano dei set di frattura che formano un angolo α con la direzione dello stress. In teoria dovrebbero essere di 45° ma in realtà si

formano di 30° rispetto allo stress. Ogni distruzione si può dividere in 3 sigma: sigma1 (principale, verticale), sigma2 (di reazione, basso), sigma3. E quindi si creano 3 sistemi di frattura. Vengono quindi fratture a 60° l'una rispetto all'altra e si avranno dei movimenti, scorrimenti orientati. C'è poi un altro set di fratture parallelo al sigma1. Quindi a seconda della posizione dello stress otterrò diversi tipi di faglie. In casi naturali, la linea elasticità-plasticità-frattura è in genere diverso da quello di laboratorio. Lo stesso campione a cui do lo stesso stress con temperature diverse mi dà reazioni diverse: a t ambiente trovo quello che mi aspettavo, ma se aumento la t vedo che sparisce il carico di rottura e anche la parte elasticità: a t elevate il campione reagisce quasi tutto come plastico, più è alta t più è facile la deformazione. Le cose cambiano anche in base all'umidità del campione, con ambiente umido si ha maggiore plasticità e inoltre il punto di fusione si abbassa. Nel tempo: in quanto tempo applico lo stress? Se lo applico in ore (lab) e arrivo velocemente al carico di rottura, ma se lo applico per milioni di anni il campione rimane nel plastico.

Faglie. Per avere una faglia si deve avere scorrimento, altrimenti si parla di fratture (en: joint). Parti di una faglia: ci sono due parti che geometricamente stanno una sopra e una sotto il piano di faglia, rispettivamente dette blocco di tetto e blocco di letto. Lo strato guida mi localizza lo spostamento sul piano di faglia, detto rigetto, ovvero la distanza del riferimento. Se il tetto si è abbassato siamo in presenza di faglia normale. Le faglie sono strutture cataclastiche. Le rocce sollecitate dall'attrito possono subire delle deformazioni plastiche ovvero dei "ricciolini" che aiutano a capire se il tetto sale o scende, se scende la faglia è inversa.

Tipi di faglia. Faglia diretta (di distensione, di collasso): tetto scende rispetto al letto [sigma1 verticale, sigma2 sempre lungo il piano di faglia, sigma3 orizzontale]. Faglia inversa: tetto sale [sigma1 orizzontale, sigma2 parallelo alla superficie di faglia, sigma3]. Faglia trascorrente: movimento orizzontale, può essere destra o sinistra (io considero che dove sono io sia fisso e quindi l'altro blocco si muove verso dx o sx) [sigma1 orizzontale ma diverso dalla inversa]. Faglie a rigetto obliquo.

Una faglia in genere fa parte di un insieme di sistemi di faglie. I più comuni sono quelli di horst e di graben. Si hanno in genere più faglie normali che fanno una scalinata di faglie. E i sistemi possono essere simmetrici (classico) o asimmetrici (semigraben) in cui si ha una faglia maestra che è più imponente delle altre che determina un'inclinazione asimmetrica [piana fiorentina!]. Le faglie dette sintetiche sono sulla stessa giacitura della master, quelle a giacitura opposta sono antitetiche. Graben possono essere tettonici o detti anche passivi, dovuti al rilassamento delle catene orogeniche, che non sono in diretta relazione con la mia struttura, ma ci sono anche graben attivi, come la spaccatura della crosta continentale: la crosta si inarca a causa della risalita dell'astenosfera e si ha rottura sul punto di volta, spesso ciò è contemporaneo al magmatismo [es rift valley]. Per capire le età dei graben posso andare a vedere la datazione dei sedimenti presenti per vedere quando ha avuto inizio il fenomeno. Se la faglia ha pilotato l'anatessi della crosta il mio magmatismo seguirà (mln di anni) la formazione del graben.

Faglie di ricoprimento. Sovrascorrimento. Falde di ricoprimento: vasti lembi di crosta terrestre che in seguito a forti spinte a cui sono stati oggetto sono stati strappati dal loro substrato e si sono sovrapposti a formazioni geologiche originariamente distanti e di età talora più recente di quella delle rocce formanti le falde. I terreni delle falde sono detti alloctoni, quelli che sono stati raggiunti invece autoctoni. Es Appennino (fronte dell'alloctono è sull'adriatico).

Carte geologiche

Ci sono 5 posizioni limite.

Strati orizzontali: Linea spessa: linea di contatto fra due strati, in questo caso orizzontale perché segue le isoipse.

Strati verticali: linea di contatto che taglia le isoipse.

Reggipoggio (immersi?): superficie di separazione che immerge verso monte, la linea ha lo stesso andamento delle isoipse ma non coincidente, ha una curvatura più ampia. Contatto detto a reggipoggio.

franapoggio: lo strato va verso valle e non verso il monte come nel reggipoggio, quindi lo strato è più inclinato del pendio, quindi la linea di separazione è invertita rispetto alle isoipse.

Sezione -> profilo altimetrico e poi strati come sono immersi.

Disegno strike lines (linee di direzione): (dove il piano di contatto interseca l'isoipsa) linee che intersecano i due punti a h uguale per ogni superficie. Cioè intersezione fra la mia superficie geologica e le isoipse, ovvero una superficie orizzontale. Prendo lo spazio fra due strike lines e quindi la distanza fra due isoipse, in questo caso 100 metri e vedo la distanza, lo riporto sul profilo altimetrico. A questo punto per sapere l'inclinazione posso fare $\arctg(\alpha)$ dove $\tg(\alpha)=100/d$ dove d è la distanza fra due strike lines. Quanto più ampie sono le strike lines quanto più piccolo sarà l'angolo ottenuto e viceversa. Se faccio sezioni parallele alle strike lines viene tutto orizzontali, per avere l'angolo giusto devo usare una sezione perpendicolare alle strike lines.

PIEGHE

Il primo approccio deve essere geometrico, di forma. La piega è una superficie curva planare di vario genere, con caratteristiche specifiche. Una piega non è mai sola: se siamo in un contesto deformato abbiamo una coppia. Una piega antiforale ha la convessità diretta verso l'alto, la sinforale ha la concavità verso l'alto. I due fianchi della piega sono uniti nella zona di cerniera, che non è una linea ma un'area di massima curvatura. La parte più interna è un nucleo. Se definiamo un piano assiale che come elemento di simmetria spacca in due parti, quando il piano assiale raggiunge la cerniera abbiamo l'asse di cerniera. Se l'asse si immerge si ha una periclinale.

Una anticlinale è una piega che ha a nucleo i terreni più antichi, se a nucleo si hanno terreni più recenti si hanno sinclinali. È necessario conoscere la stratigrafia. Prima di una piega si forma una flessura, quando si ha l'inizio delle forze. La classificazione si può fare considerando la geometria della cerniera, oppure considerando l'angolo fra i due fianchi: blande, aperte, chiusa, serrata, isoclinale. La piega può essere simmetrica, quando il piano assiale è verticale, poi se il piano assiale comincia a essere inclinato si ha la piega asimmetrica, poi si arriva alla rovesciata perché la stratigrafia del fianco inverso è appunto rovesciata, poi con l'inclinazione massima orizzontale si ha la piega coricata, o addirittura ultracoricata. In clima duttile si possono formare pieghe concentriche, dove il movimento fra i vari strati avviene per scorrimento fra gli strati, che mantengono lo stesso spessore però gli strati hanno forma diversa. Altrimenti viene una piega simile perché si mantiene la stessa forma nei vari strati ma si laminano sui fianchi e si ispessiscono in cerniera, quindi avviene in un materiale duttile, argilla. Si formano quindi o superfici di ricristallizzazione o di frattura. Se la roba è molto duttile si possono formare micropieghe, dette pieghe parassite, che mi aiutano a capire l'orientamento della piega: le pieghe z in un fianco normale puntano verso la cerniera, mentre nel fianco rovesciato si hanno pieghe s che puntano verso la cerniera.

SISMICA

....

Le zone di massima sismicità si trovano in zone dove si ha contatto fra due placche, in zona di faglia, nei margini attivi.

Terremoti. In genere non sono molto profondi, si hanno nella crosta e si irradia nello spazio attraverso onde sismiche. In superficie poi si formano onde superficiali ecc.

Litosfera: crosta+mantello superiore. La crosta è l'elemento più variabile come composizione, ci sono tanti tipi di roccia, nel mantello si omogeneizza perché si hanno peridotiti.

Litosfera continentale: meno spessa (circa 35 km, poi moho). Sotto le catene orogenetiche si arriva fino a 70, sotto si hanno peridotiti. In composizione si può paragonare ad un granito, di fatto la parte superficiale è sedimentaria, poi si entra nelle rocce cristalline che possono essere in generale metamorfiche e poi più in basso nelle granulati, fino a somigliare a granito, poi si va in fusione, quindi statisticamente la composizione è granitica.

Crosta oceanica: moho a 5-8 km, al massimo 15, alle dorsali quasi zero. Si ha copertura sedimentaria, poi si trovano i basalti, la crosta oceanica più antica e con maggiori sedimenti la trovo vicino ai continenti perché si crea sulle dorsali, nella crosta oceanica trovo anche camere magmatiche e quindi gabbri (dovuto alla presenza di camere magmatiche), fra questi due si può avere il complesso filoniano. Le dorsali a rapida espansione sono ricche di basalti, quelle a espansione più lenta hanno meno basalti a pillow e manca spesso il complesso filoniano.

Peridotiti del mantello: nell'oceanica si ha problemi a distinguere crosta e mantello, a causa della cristallizzazione frazionata, per cui ad esempio le olivine delle camere magmatiche che sono peridotiti non riesco a distinguerle dalle peridotiti del mantello.

Velocità onde sismiche: dipende dalla rigidità delle rocce. All'interno della crosta (densità <3) da un punto di vista sismico si ha una discontinuità (di Conrad a circa 10 km). Nella crosta abbiamo sedimenti superficiali con velocità anche a meno di un km/s (sedimenti sciolti) fino a 5/6 nelle dolomie (per tutte le altre è minore). In una metamorfica 5/6 km/s. Poi nella crosta profonda si può avere granulati, eclogiti, roba molto compatta, con velocità fino a 7.8 km/s. Da ora in poi si hanno discontinuità ovvero bruschi aumenti o riduzione delle velocità delle onde sismiche. La discontinuità di moho, dove la velocità schizza a 8. Il mantello ha velocità 8 e densità 3.3 (nella crosta siamo sotto al 3). Poi nell'astenosfera (100 km) inizia a esserci un po' di fuso dove si ha duttilità e convezione. La velocità delle onde sismiche quindi torna a 7.8 a causa del fuso. A circa 1000 km si ritorna al mantello solido (densità 6), mantello inferiore e si torna a 8 eccc fino a 13.8 nel contatto con il nucleo esterno, la densità nel frattempo non da salti, da <3 nella crosta arriva a 13 nel nucleo interno. Nel nucleo esterno (2900 km discontinuità di Gutenberg) si ritorna ad 8 km/s, nonostante la densità salga a 10. Nucleo interno a 5000km solido, dove la velocità risale a 11.4 e la densità a 13. Pressione litostatica 250-300 bar al km, la pressione idrostatica è 100 bar al km.

Guardati tutta la solfa sulle onde sismiche e sulla geofisica per vedere gli strati della terra.

Gravità

Cresce con la latitudine -> tavole di correzione

Diminuisce con l'altitudine, va riportata la misura sul livello del mare. La prima correzione è detta di Faye o all'aria libera: riporto la misura al livello del mare, in relazione soltanto all'altitudine. Poi però devo tenere di conto il tipo di rocce, che avranno densità diversa: si fa la correzione di Bouger o di piastra, dove tolgo se sono sul continente oppure aggiungo lo spessore dell'acqua per gli oceani. L'ultima correzione riguarda la topografia: le masse che stanno intorno e sopra, che possono esercitare un'attrazione, quindi si aggiunge in base alle dimensioni e composizione del rilievo.

Negative: sedimenti leggeri in genere. Positive: rocce più dense. Guardati gli avanfossi.

Magnetismo terrestre: le rocce magmatiche sono più magnetiche, come del resto i giacimenti minerali.

Si può avere anche variazione nel tempo dei valori della gravità. Come in Scandinavia: questa zona è ancora in sollevamento. il contatto con l'astenosfera da galleggiamento. La Scandinavia si sta sollevando a causa delle glaciazioni: il ghiaccio pesante ha fatto sprofondare, poi l'equilibrio isostatico si ristabilisce una volta disciolti i ghiacci. Si può fare quindi la correzione ipostatica: che tiene conto della massa tra il livello del mare e la profondità di compensazione e quindi l'astenosfera, si toglie la "radice" e si sostituisce con rocce.

Flusso di calore proveniente dalla terra: circa 5000 volte più basso di quello dal sole. Le temperature nella crosta variano sia durante il giorno che durante le stagioni, fino ai 10 metri, mentre dai 10 ai 100 metri si ha temperatura costante (da noi circa 16-18°C). Dopodiché inizia a farsi sentire il gradiente geotermico, che nella crosta è circa 30°/km. Origine del nucleo: raffreddamento secolare progressivo del pianeta, per conduzione, comunque non è la principale fonte. Processi geotermici, di cristallizzazione nucleo esterno, e dissipazione di energia mareale. La maggior parte però viene dal decadimento degli isotopi radioattivi: il calore radiogenico è emanato durante il decadimento. Il massimo della capacità è quindi nella crosta, nelle rocce granitiche. Ci sarà differenza fra mantello, crosta oceanica e crosta continentale. Il flusso di calore risentito sulla superficie proviene anche dal mantello, che nonostante ne abbia una concentrazione minore è più grande della crosta per cui prevale.

Il gradiente geotermico si può studiare con i pozzi, che possono raggiungere anche diverse centinaia di metri, alcuni anche migliaia di metri. Inoltre se siamo in una zona in cui non si hanno movimenti di placca e orogenesi si ha un gradiente più basso, per cui si può scavare più a fondo (12 km), dove il gradiente medio è di 17°/km. I gradienti al di sotto si ricavano per ipotesi. Io posso fare un pozzo e misurare le temperature nei punti di temperatura stabilizzata (con il pozzo raffreddato), poi ricavo la curva del gradiente. Per poi sapere il flusso di calore, uso una formula che lo lega al gradiente geotermico: la costante per cui devo moltiplicare il gradiente geotermico dipende dalle rocce circostanti che avranno diverse conducibilità termiche (ovviamente con il segno meno perché viene dall'interno della terra). Le zone con gradiente più alto saranno quelle geotermiche, di

magnetismo ecc. quindi di conseguenza anche il flusso di calore sarà maggiore. In media si hanno 60 mW/m², mentre a lardello si arriva fino ai 1000 mW/m². Anche nel tirreno si ha un flusso maggiore perché si ha più o meno una dorsale oceanica. In toscana si hanno fenomeni di distensione e quindi la crosta si assottiglia, il mantello sale su e quindi il gradiente è molto maggiore.

Geotermia idrotermale es larderello guardatelo.

Rocca calde ma non si hanno fluidi: si può creare un campo geotermico artificiale: si fa un pozzo e si inietta acqua fredda ad alta pressione che provoca una frattura, controllabili con i sismografi. E poi si fa un altro trivellamento in cui pesca l'acqua già calda. (Altoentalpia, >150°C). Si può fare anche medioentalpia (150-90°C), dove i fluidi passano il calore ad altri fluidi tramite uno scambiatore (sistemi a ciclo binario). Poi i sistemi a bassa entalpia (<90°C).

Teleriscaldamento: fluidi con temperature al di sotto dei cento gradi. Come nella zona di ferrara: fluidi caldi ospitati in delle pieghe anticlinali. Il fluido viene prelevato e trasmesso alla città, si può addirittura fare teleraffreddamento.

Pompe di calore geotermico: scatola a temperatura costante in cui posso gettare il calore in estate e prelevarlo in inverno per riscaldare la casa. Tubo di polietilene: viene pompata l'acqua giù, trova i 18°C e risale a 20°C alla pompa dove ho uno scambiatore con un fluido bassobollente che quindi mi dà un vapore anche a 0° e quindi con l'acqua a 20°C mi va a 5°C, il vapore viene messo in una pompa ad alta pressione dove quindi aumenta di temperatura fino a 35°-50° che poi mi riscalda la casa. L'acqua poi cede calore al pavimento e arriva a circa 30 gradi, che poi passa da un espansore che lo riporta a 0°. D'estate faccio il giro al contrario.

Magnetismo terrestre

Campo endogeno, ci sono rocce che sono magneti permanenti. Le rocce magnetizzate sono principalmente quelle magmatiche, oppure giacimenti di magnetite e simili, oppure in alti e bassi strutturali di basamento cristallino. La declinazione magnetica è una curva che permette di passare dalle coordinate magnetiche alle geografiche, che varia nel tempo. Nelle rocce si trova la magnetizzazione che testimonia le variazioni del campo magnetico terrestre, perché cristallizzano in un certo momento in cui c'è un certo campo magnetico. Teoria della migrazione dei poli: perché si trovavano due poli diversi considerando i dati delle rocce. I fondi oceanici rispetto alla dorsale medio oceanica aveva una magnetizzazione a bande, positive alternate a negative (+ se il polo era uguale ad ora, - se il polo era il polo sud in formazione). I basati più vecchi erano vicino ai continenti, i più giovani alle dorsali e poi quelle bande furono datate. Generalmente le bande rimanevano stabili per circa 400 mila anni, mentre alcune per decine di milioni di anni. Si poté studiare anche l'età dei sedimenti degli oceani, e quindi si capì che l'espansione oceanica iniziò nel giurassico, in quanto erano i sedimenti e le bande più antiche. Quindi il magnetismo si può usare anche per criteri stratigrafici. Questi sono gli studi sulla magnetizzazione termoresidua: riferita a magmatismo. La stratigrafia magnetica può essere fatta anche su sedimenti: la magnetizzazione detritica, c'è bisogno di un ambiente che faccia decantare piano piano i sedimenti piccolini, quindi fondi oceanici ad esempio. L'inversione del campo magnetico è istantaneo, varia in qualche migliaio di anni. Nel nucleo esterno il trasferimento di calore avviene in celle convettive, che dà quindi un flusso di elettroni nella cella e quindi una corrente, che induce un campo magnetico!

Deriva dei continenti

Si inizia a studiare i fondi oceanici, con metodi abbastanza semplici.