



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI FISICA E ASTRONOMIA "GALILEO GALILEI"

Corso di laurea triennale in Astronomia

**BIOSIGNATURES IN ATMOSFERE DI SUPER TERRE
ATTORNO A STELLE M**

Laureanda

Serena Banfi

Relatore

Prof. Giuseppe Galletta

Co-relatore

Dott. Riccardo Claudi

ANNO ACCADEMICO 2015/2016

“The moon shook and curled up like gentle fire
The ocean glazed and melted wire
Voices buzzed in spiral eyes
Stars dived in blinding skies”

Stars die - Porcupine Tree

Indice

1	Introduzione	1
1.1	Astrobiologia	1
1.1.1	Zona abitabile	1
1.2	Esopianeti	2
1.2.1	Metodi di scoperta	2
1.3	Stelle M	7
1.3.1	Interazione con i pianeti	7
2	Super Terre	11
2.1	Cos'è una super Terra	11
2.1.1	Formazione di super Terre	11
2.1.2	Problematiche delle super Terre	12
2.2	Atmosfere di super Terre	12
2.2.1	Masse e composizione delle atmosfere	12
2.2.2	Stabilità delle atmosfere	15
3	Osservazione di atmosfere di esopianeti	20
3.1	Tecniche di osservazione	20
3.2	Informazioni deducibili	21
3.2.1	Rilevamento e abbondanza di molecole	22
3.2.2	Rapporto carbonio-ossigeno	23
3.2.3	Disequilibrio chimico e metallicità	25
3.2.4	Inversioni termiche	25
3.3	I progetti JWST e ARIEL	26
3.3.1	JWST e atmosfere di super Terre	26
3.3.2	ARIEL: Atmospheric Remote-Sensing Infrared Exoplanet Large-survey	26
4	Biosignatures	27
4.1	Gas prodotti dalla vita terrestre	27
4.1.1	Ossigeno O_2	29

<i>INDICE</i>	iii
4.1.2 Ozono O_3	30
4.1.3 Disequilibrio termodinamico	30
4.2 Batteri fotosintetici	31
4.2.1 Fotosintesi attorno a stelle M	31
4.3 Biosignatures e raggi UV	32
5 Esperimento “atmosfere in provetta”	33
5.1 Procedimento	33
5.1.1 Materiale biologico	34
5.1.2 Strumentazione	34
5.2 Produttività e rivelazione dell’ossigeno	37
Conclusioni	39
Bibliografia	40

Sommario

L'elaborato si occupa dell'analisi delle potenziali *biosignatures* riscontrabili in atmosfere di super Terre attorno a stelle di tipo spettrale M: è quindi stata condotta un'indagine sulle atmosfere che potrebbero ospitare forme di vita e sui metodi di identificazione di queste caratteristiche spettrali. Particolare attenzione è stata rivolta all'esperimento "atmosfere in provetta" in corso di svolgimento dall'Osservatorio Astronomico e dall'Università di Padova.

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Astrobiologia

La ricerca di vita in altri pianeti, idea che ha origine sin dalla civiltà greca, diventa una scienza vera e propria nel 1979 con il nome di astrobiologia, coniato dal premio Nobel Joshua Lederberg. La disciplina dell'astrobiologia ha diverse sfaccettature che comprendono l'astronomia, la chimica, la planetologia, la geologia e la biologia, ma richiede anche modelli matematici e statistici.

1.1.1 Zona abitabile

Un concetto fondamentale dell'astrobiologia è quello di zona abitabile (*habitable zone*, HZ): con questo termine si indica l'insieme delle orbite attorno a una stella all'interno delle quali pianeti rocciosi con sufficiente pressione atmosferica possono avere acqua allo stato liquido in superficie, cioè mantenere una temperatura tra i 273 e i 373 K. Si ritiene infatti che l'acqua liquida sia un prerequisito per l'abitabilità di un pianeta, essendo considerata il migliore solvente in cui la vita possa emergere e evolversi. Tra le caratteristiche principali che la contraddistinguono si ricorda l'elevato momento di dipolo, la capacità di formare legami a idrogeno, di stabilizzare macromolecole, di orientare molecole idrofile e idrofobe. La zona abitabile è pertanto strettamente legata al tipo di stella ospitante e alla sua distanza dal pianeta: attorno al Sole, si considera abitabile la fascia che si estende da 0.95 AU a 1.73 AU. Questa definizione presenta inevitabilmente delle limitazioni: in primo luogo è sottintesa l'assunzione di una biochimica basata sul carbonio come quella terrestre; inoltre vengono in questo modo trascurate le eventuali forme di vita sotto la superficie planetaria, di cui abbiamo esempi anche sulla Terra, come gli organismi estremofili che abitano ambienti vulcanici (come

per esempio i *black smokers*) o le pozze ghiacciate (grazie a strutture formate da clatrati di metano): un esempio nel nostro sistema solare è uno dei satelliti di Giove, Europa, che secondo modelli teorici presenterebbe un oceano liquido sotto la crosta ghiacciata. Infine non bisogna trascurare che anche i gas serra hanno un impatto notevole sulla temperatura atmosferica, inserendo quindi un'ulteriore variabile nell'individuazione della HZ. Si osserva anche che inevitabilmente la zona abitabile di una stella è destinata a traslare con il passare del tempo a causa dell'evoluzione stellare [1].

1.2 Esopianeti

Negli ultimi due decenni sono stati individuati oltre 3000 pianeti orbitanti altre stelle della nostra Galassia. La scoperta degli esopianeti è influenzata da un notevole effetto di selezione, poiché i pianeti più facili da individuare sono giganti gassosi situati vicino alla stella ospitante, il cui interesse per l'astrobiologia è molto limitato, mentre i pianeti di tipo terrestre risultano di molta più difficile identificazione.

1.2.1 Metodi di scoperta

Metodi diretti

I metodi diretti hanno l'obiettivo di ottenere nelle immagini dirette nel pianeta. Questi metodi sono difficilmente applicabili per diversi motivi: la luminosità del pianeta è molto più debole di quella stella, in media dell'ordine di 10^9 ; la distanza tra stella e pianeta è molto inferiore rispetto a quella tra l'osservatore e questo sistema, rendendo irrisoria la distanza angolare tra i due oggetti. Bisogna inoltre considerare il contributo dovuto alla presenza di polveri nel mezzo interstellare.

Direct imaging. Il *direct imaging* consiste nel risolvere spazialmente un pianeta a un certo angolo di separazione dalla propria stella ospitante. Si tratta di un metodo che richiede delle condizioni favorevoli perché abbia successo: ad esempio, a una distanza di 10 pc un pianeta con un'orbita di tipo gioviano (~ 5 AU) è separata dalla stella ospitante di soli $0.5''$, fatto che implica distanze angolari nettamente inferiori per pianeti più vicini alla stella o per sistemi più lontani di 10 pc. I telescopi terrestri sono limitati dal fenomeno del *seeing* e solamente tramite l'ottica adattiva questi strumenti possono avvicinarsi alla risoluzione teorica *diffraction limited* di $0.2'' \frac{\lambda}{D}$, pertanto le osservazioni risultano limitate a pianeti caldi e su ampie orbite. Le osservazioni sono effettuate con una serie di filtri fotometrici o con uno spettrografo,

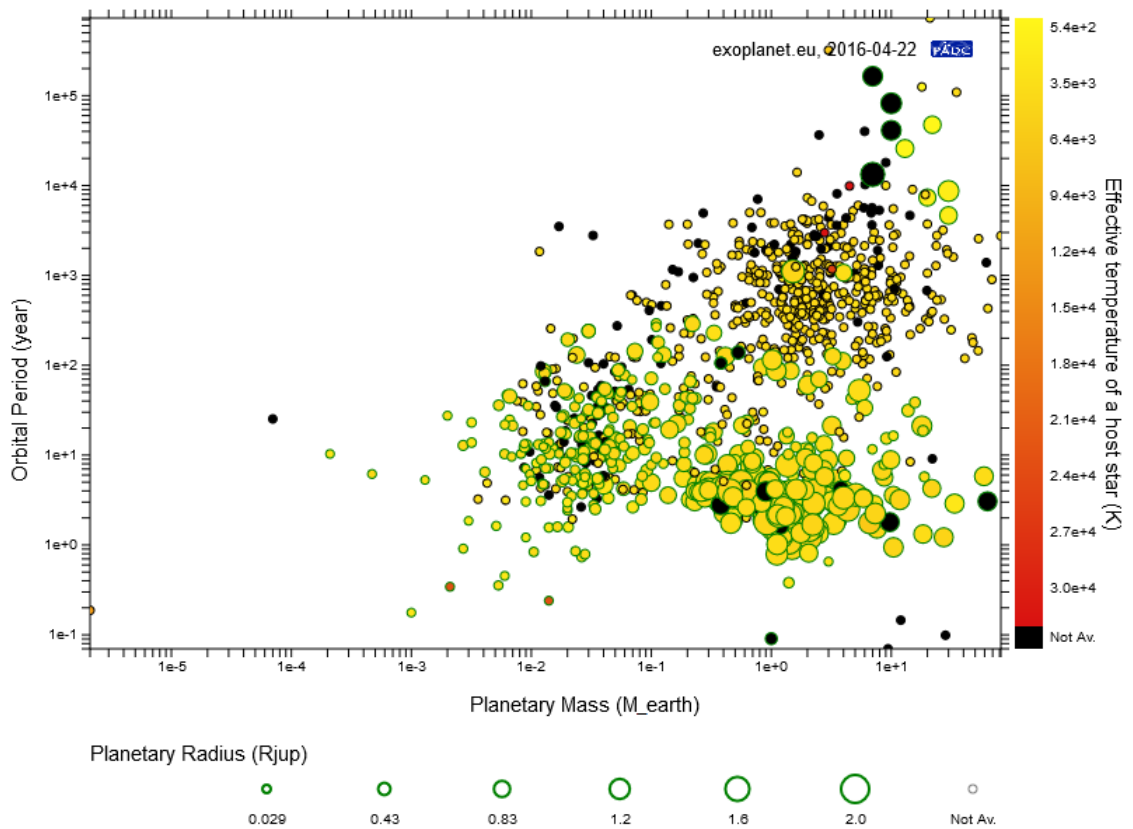


Figura 1.1: Il grafico rappresenta i pianeti extrasolari ad oggi identificati in base alle loro caratteristiche: massa, periodo orbitale, raggio e temperatura efficace della stella (<http://exoplanets.eu/>).

per poi misurare l'emissione termica del pianeta. La difficoltà maggiore di queste osservazioni è che il contrasto di luminosità tra il pianeta e la stella ospitante è dell'ordine di 10^9 se il pianeta è di tipo gioviano. Il contrasto è definito come il rapporto tra la luminosità del pianeta e quella della stella ospitante [2]:

$$\frac{L_P}{L_*} = (2 \times 10^{-7}) A_G \left(\frac{R_p}{R_J}\right)^2 \left(\frac{a}{\text{AU}}\right)^{-2} \quad (1.1)$$

dove A_G è l'albedo del pianeta, R_p è il raggio del pianeta, R_J il raggio di Giove e a il semiasse maggiore dell'orbita. In aggiunta all'ottica adattiva viene utilizzato un coronografo, con cui si occultata la luce proveniente dalla stella (coronografia ottica).

Metodi indiretti

Velocità radiali. In presenza di un pianeta, sia la stella che il pianeta orbitano sullo stesso piano descrivendo ciascuno un'ellisse attorno al centro di massa. La presenza di un pianeta può essere così svelata misurando la componente radiale, quindi lungo la linea di vista, della velocità orbitale della stella. È possibile ottenere questo valore prendendo lo spettro della stella che per via del suo moto relativo risulta traslato di una quantità $\Delta\lambda = \lambda - \lambda_{lab}$, in accordo con l'effetto Doppler: $v_r = c \frac{\lambda - \lambda_{lab}}{\lambda_{lab}}$, con c velocità della luce e λ_{lab} lunghezza d'onda di una determinata riga misurata in laboratorio. Ripetendo la misura più volte è possibile determinare il periodo orbitale della stella, cioè quello di rivoluzione del pianeta, da cui $a \approx \sqrt[3]{P^2 \frac{GM}{4\pi^2}}$ per la terza legge di Keplero.

Transiti e eclissi. Il metodo dei transiti si basa sulla rilevazione dell'attenuazione periodica del flusso luminoso della stella (figura 1.2): i pianeti occultano la loro stella ospitante, comportando un decremento del flusso dovuto al transito tra l'osservatore e la stella pari a [2]

$$\frac{\delta F_*}{F_*} = \left(\frac{R_P}{R_*}\right)^2 \quad (1.2)$$

Affinché si verifichi un transito è necessario che siano soddisfatte delle condizioni geometriche: il transito risulta osservabile se il piano orbitale è inclinato rispetto alla linea di vista di un angolo ϕ tale che

$$a \sin \phi \leq R_* \quad (1.3)$$

con a semiasse maggiore dell'orbita e R_* raggio della stella.

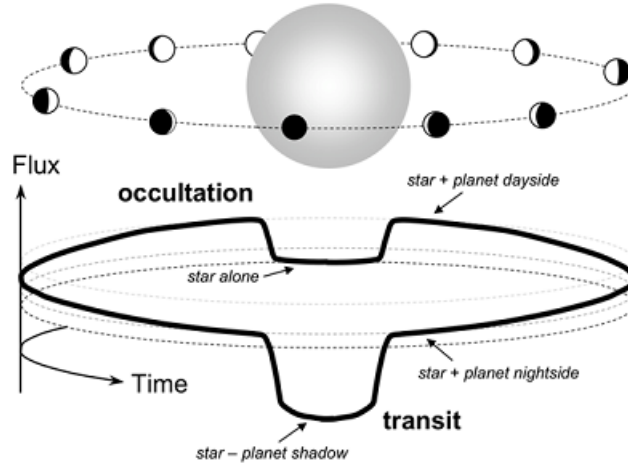


Figura 1.2: Transito o eclissi di un pianeta con la relativa curva di fase.

Le orbite di questi pianeti intercettano la linea di vista anche dietro alla stella ospitante, che blocca l'emissione termica del pianeta e riduce il flusso osservato dal sistema di una quantità $(\frac{R_P}{R_*})^2 \frac{F_{\nu P}}{F_{\nu *}}$, dove F_{ν} è la densità di flusso. A lunghezze d'onda maggiori F_{ν} è dominato dall'emissione termica dell'interno del pianeta, mentre a lunghezze d'onda minori anche la luce diffusa della stella è percepibile. Presupponendo note le caratteristiche della stella, il primo parametro che questo metodo permette di ricavare è il raggio del pianeta, dall'equazione 1.2; dalla periodicità dell'attenuazione è possibile ricavare il periodo orbitale del pianeta, da cui si deduce il semiasse maggiore dell'orbita.

Microensing. Il metodo del *microensing* consiste nell'applicazione della relatività generale, che prevede la distorsione dello spazio-tempo da parte della materia gravitante e di conseguenza una modifica del cammino dei fotoni provenienti da una sorgente: se lungo la linea di vista tra l'osservatore e un oggetto molto luminoso (*stella di background*) si trova una stella con un pianeta orbitante, l'effetto di lente gravitazionale avverrà da parte di entrambi i corpi. Se la lente e la sorgente sono due stelle, il risultato è l'amplificazione del flusso ricevuto, per via dell'aumento dell'angolo solido sotteso, a brillantezza superficiale costante: il fattore che caratterizza l'aumento del flusso è $B = \frac{u^2+2}{u\sqrt{u^2+4}}$, con $u = \frac{\theta_s}{\theta_e}$, θ_s angolo di separazione tra la sorgente e la lente e θ_e angolo di Einstein. Nel caso in cui la stella lente ospiti un pianeta, questo contribuirà causando una piccola perturbazione asimmetrica nel segnale,

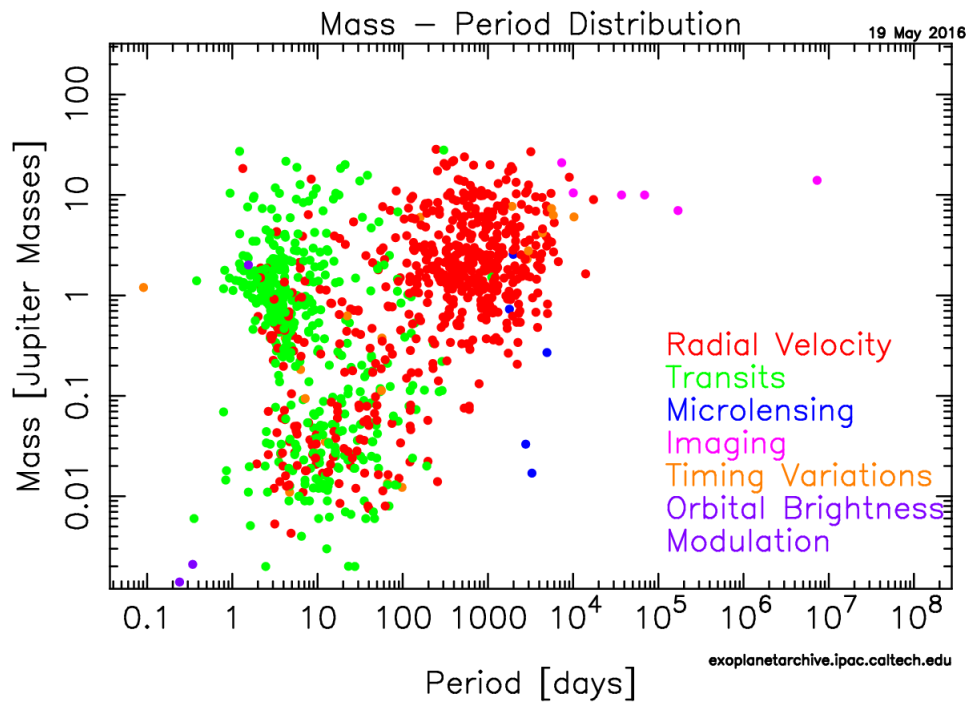


Figura 1.3: Il grafico indica i metodi di scoperta degli esopianeti in corrispondenza del loro periodo orbitale e della loro massa (<http://exoplanetarchive.ipac.caltech.edu/>).

dipendente dal tempo.

Tra i metodi che non verranno approfonditi è opportuno citare l'astrometria, metodo basato su misure molto accurate delle posizioni delle stelle, e il *pulsar timing*, applicabile a pulsar, stelle di neutroni ad impulsi estremamente regolari.

1.3 Stelle M

Uno dei quesiti principali per quanto riguarda lo studio degli esopianeti è quali delle stelle di sequenza principale possano essere le candidate migliori per ospitare pianeti terrestri abitabili. È intuitivo indirizzare la ricerca su stelle di tipo G come il Sole, ma deve essere estesa anche a stelle di masse inferiore, di tipo M o K. Le M sono stelle nane con masse $< 0.6 M_{\odot}$. Sono le più numerose nella nostra galassia e le più longeve, per cui lo studio di queste stelle di bassa sequenza principale e della loro potenziale influenza sugli ambienti planetari è molto importante. Per quanto riguarda lo spettro di queste stelle, il picco della distribuzione di energia è collocato a $1 \mu\text{m}$, nel vicino infrarosso (figura 1.4), ed è caratterizzato da numerose righe di assorbimento e bande molecolari che rendono difficile l'approssimazione a un corpo nero. In questo tipo di stelle la contenuta temperatura e l'elevata pressione permettono all'atmosfera di mantenere integri atomi e molecole. Nelle atmosfere delle stelle M la maggior parte dell'idrogeno è in forma di H_2 e H_2O , che segnano le principali caratteristiche dello spettro nell'infrarosso, insieme al CO. L'ossigeno può essere trovato in molecole come TiO e VO, che dominano lo spettro del visibile, oltre ad essere i principali indicatori della temperatura efficace della stella.

Il vantaggio fondamentale delle stelle M è che i pianeti collocati nella loro zona abitabile sono situati in prossimità della stella, fatto che aumenta la probabilità geometrica di un transito; inoltre la loro ridotta dimensione agevola l'identificazione di Terre o super Terre nella HZ [3].

1.3.1 Interazione con i pianeti

La scelta di questo tipo di stelle non è priva di inconvenienti: il pianeta che orbita nella loro zona abitabile risulterebbe vincolato marealmente (*tidally locked*) e soprattutto sarebbe soggetto a ingenti flussi di radiazione ad alta frequenza e raggi cosmici, che interagirebbero con l'atmosfera planetaria. La forza mareale esercitata tra i due corpi porta il pianeta a mostrare alla stella sempre lo stesso emisfero (cioè il periodo di rotazione coincide con

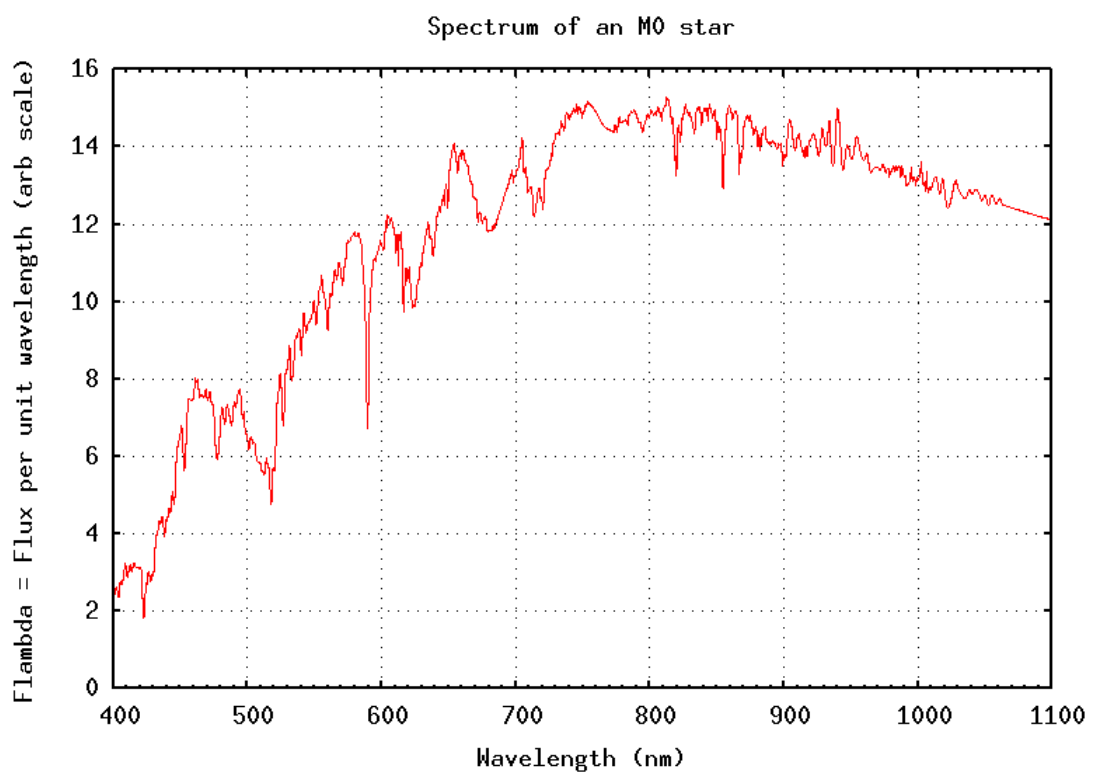


Figura 1.4: Spettro di una stella di tipo M0.

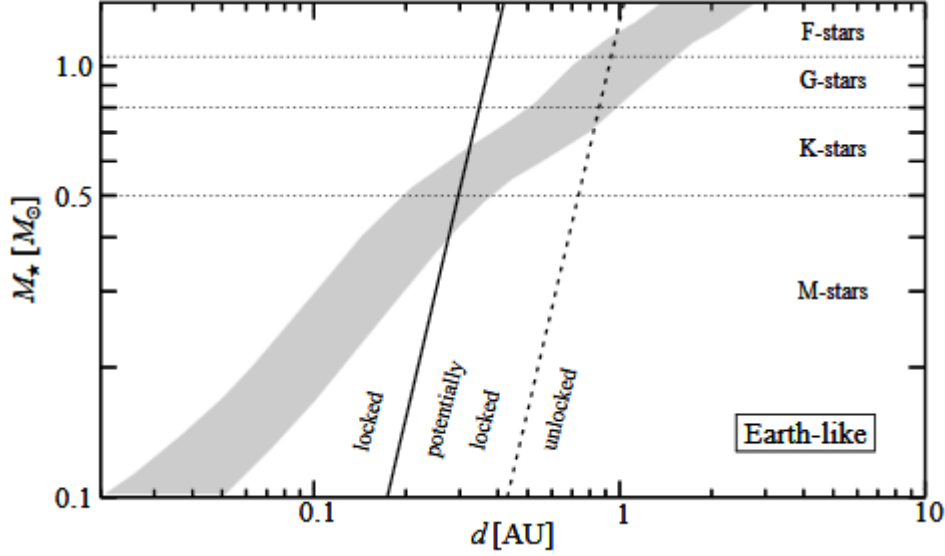


Figura 1.5: Situazione di *tidal locking* o di rotazione libera di pianeti in funzione della distanza, della massa e quindi del tipo spettrale della stella. L'area grigia indica dove è collocata la zona abitabile [5].

quello orbitale), con ovvie conseguenze sulla sua temperatura, che tuttavia non impedisce a priori lo sviluppo di vita su almeno uno degli emisferi. Un altro problema legato a questa condizione è che il momento magnetico risulta molto debole, rendendo le atmosfere ancora più suscettibili all'erosione e alla perdita delle riserve di acqua. Un pianeta con velocità angolare ω_i a $t = 0$, cioè dopo la formazione, perderà gradualmente momento angolare fino a quando la velocità angolare raggiungerà un valore costante ω_f a $t = \tau_{sync}$: per un pianeta di massa M_P e raggio R_P attorno a una stella di massa M_* , si ha (Murray e Dermott 1999):

$$\tau_{sync} \approx \frac{4}{9} \alpha Q'_P \left(\frac{R_P^3}{GM_P} \right) (\omega_i - \omega_f) \left(\frac{M_P}{M_*} \right)^2 \left(\frac{d}{R_P} \right)^6 \quad (1.4)$$

con $\alpha = \frac{I}{M_P R_P^2}$, I momento di inerzia del pianeta, $Q'_P = \frac{3Q_P}{2k_{2P}}$, k_{2P} numero di Love del pianeta, Q_P fattore di dissipazione mareale del pianeta (MacDonald 1964) e d distanza stella-pianeta. La figura 1.5 mostra le condizioni per il verificarsi della sincronizzazione rotazione-rivoluzione di un pianeta.

In secondo luogo, l'attività di stelle *late type* si manifesta sotto molteplici aspetti: modulazione della luminosità fotosferica per via delle macchie stellari, *flares* intermittenti molto energetici, eruzioni di massa coronale, raggi cosmici, radiazione X coronale e UV cromosferica. I raggi cosmici sono particelle energetiche, generalmente protoni, nuclei di elio e elettroni che possono

provenire dalla Galassia o dall'emissione stellare: a prescindere dalla loro origine, possono interagire con l'atmosfera del pianeta, fino a distruggere eventuali segnali indicanti attività biologica. Lo stesso vale per le radiazioni *UV*, le cui lunghezze d'onda potrebbero fotodissociare queste molecole.

Capitolo 2

Super Terre

2.1 Cos'è una super Terra

Si definiscono super Terre i pianeti con masse superiori a quella terrestre fino a $10 M_T$, indipendentemente dalla loro densità. Nel nostro sistema solare non ci sono pianeti con queste caratteristiche, né rocciosi né ghiacciati, ma ne sono stati scoperti in altri sistemi planetari.

2.1.1 Formazione di super Terre

Generalmente i processi di formazione di super Terre hanno due tipi di collocazione orbitale [4]: in un caso avvengono *in situ*, in alternativa sono state formate come i pianeti giganti, al di fuori della *frost line* -distanza dalla stella centrale all'interno di una nebulosa protoplanetaria in cui la temperatura è sufficientemente bassa da permettere ai composti contenenti idrogeno di raggiungere lo stato solido- per poi migrare verso l'interno. La situazione va analizzata in maniera differente in base al tipo di disco protoplanetario in cui la formazione avviene: un disco che contiene una *dead zone*, cioè una regione di bassa turbolenza, potrebbe avere sufficiente materiale affinché i pianeti si formino *in situ*; in un modello di disco totalmente turbolento non ci sarebbe abbastanza materia nella parte centrale affinché si possano formare super Terre, per cui la teoria della migrazione diventa indispensabile. L'ampio range di composizione di super Terre potrebbe anche essere dovuto a queste due differenti origini.

2.1.2 Problematiche delle super Terre

Dinamo magnetiche

Interazioni di tipo idromagnetico possono generare intensi campi magnetici planetari intrinseci, che hanno quindi origine dal moto di un fluido altamente conduttivo all'interno del pianeta: nel caso di pianeti terrestri, si tratta dello strato esterno di nucleo liquido. L'importanza di un campo magnetico consiste nella protezione del pianeta dall'erosione da parte di venti stellari. Poiché la rotazione planetaria e il momento magnetico sono collegati, la rotazione è un fattore importante per l'abitabilità del pianeta, in particolare per Terre e super Terre nella HZ attorno a una stella M, la cui attrazione mareale riduce significativamente la rotazione del pianeta: per questo motivo potrebbe perdere la propria atmosfera. Ad esempio, Griessmeier (2005) ha calcolato che un pianeta di tipo terrestre *tidally locked* in un'orbita di 0.2 AU attorno a una stella M di $0.5 M_{\odot}$ ha un ritmo di rotazione del 2% rispetto alla Terra e come conseguenza un momento magnetico inferiore al 15% di quello terrestre attuale [5]. Tuttavia, il momento magnetico di un pianeta dipende anche dalla composizione chimica e dall'efficienza della convezione del suo interno, che in alcuni casi possono compensare la scarsa velocità di rotazione [3].

2.2 Atmosfere di super Terre

2.2.1 Masse e composizione delle atmosfere

I pianeti hanno tre principali modalità per ottenere un'atmosfera: la cattura da una nebulosa, il degassaggio durante l'accrescimento o il degassaggio postumo tramite processi tettonici. I pianeti di tipo terrestre con masse modeste non sono in grado di trattenere gas da una nebulosa, pertanto ci si soffermerà prevalentemente sul processo di degassaggio per valutare la massa e la composizione di atmosfere di super Terre. Il degassaggio consiste nel rilascio di un gas precedentemente intrappolato nel materiale roccioso che costituisce il pianeta, pertanto massa e composizione atmosferiche saranno strettamente correlate alla composizione del pianeta stesso [4].

Meteoriti: condriti e acondriti

Le meteoriti che hanno raggiunto la superficie terrestre forniscono delle informazioni interessanti per determinare le composizioni iniziali di super Terre [4]: le condriti sono la classe più primitiva di meteoriti e contengono svariati

componenti silicatici, tra cui le *condrule*, minerali come olivine e pirosseni che indicano un'alterazione successiva alla formazione. In queste meteoriti l'acqua è spesso trovata in forma di OH nel reticolo cristallino di un silicato e si ritiene che un tempo sia stata effettivamente nella forma di molecola di H₂O. Condriti con abbondanza di acqua presentano una piccola percentuale di ferro e nichel metallici, che invece raggiungono anche il 50% in massa per condriti in cui l'acqua scarseggia. Una seconda classe di meteoriti è composta dalle acondriti, generalmente prive ferro e nichel, che si ritiene essere residui silicatici di planetesimi accresciuti e stratificati in nuclei metallici e mantelli di silicati, successivamente distrutti per collisione; le acondriti presentano una quantità significativamente inferiore di acqua. Lo scopo è quindi valutare le possibili masse e composizioni atmosferiche di pianeti formati da accrescimento di planetesimi di diverse composizioni meteoritiche.

Modelli di pianeti rocciosi

I seguenti modelli sono stati sviluppati da Elkins-Tanton e Seager (2008): supponendo la formazione di una super Terra da un singolo tipo dei materiali sopraccitati - condriti o acondriti - è stato possibile valutare la composizione chimica dell'atmosfera formatasi.

- 1A) I pianeti sono costituiti da solo materiale primitivo, cioè da condriti: l'acqua ossida il ferro metallico fino a quando l'acqua disponibile è esaurita e il sottoprodotto della reazione è la liberazione dell'idrogeno gassoso. L'atmosfera risultante è pertanto costituita da acqua e idrogeno, in proporzioni variabili in base alla categoria di meteoriti e alla percentuale di ferro.
- 1B) I pianeti sono costituiti da materiale primitivo con l'aggiunta di acqua, sufficiente a ossidare tutto il ferro. Pertanto in questo caso il pianeta risulta privo di nucleo metallico. Per i costituenti atmosferici rilasciati per questi primi due casi si faccia riferimento alla figura 2.1.
- 2A) I pianeti sono formati da solo materiale stratificato: il materiale acondritico diventa un protopianeta differenziato chimicamente, con un nucleo e un mantello di silicati completamente disciolto che successivamente solidifica, ripartendo acqua tra i minerali del mantello e l'atmosfera in formazione. La percentuale di acqua cresce all'aumentare della massa del pianeta (figura 2.2).
- 2B) I pianeti sono costituiti da materiale stratificato con l'aggiunta di acqua, in modo tale che il materiale acondritico accresca con elementi volatili aggiuntivi, cosicché atmosfere massicce di acqua possano formarsi

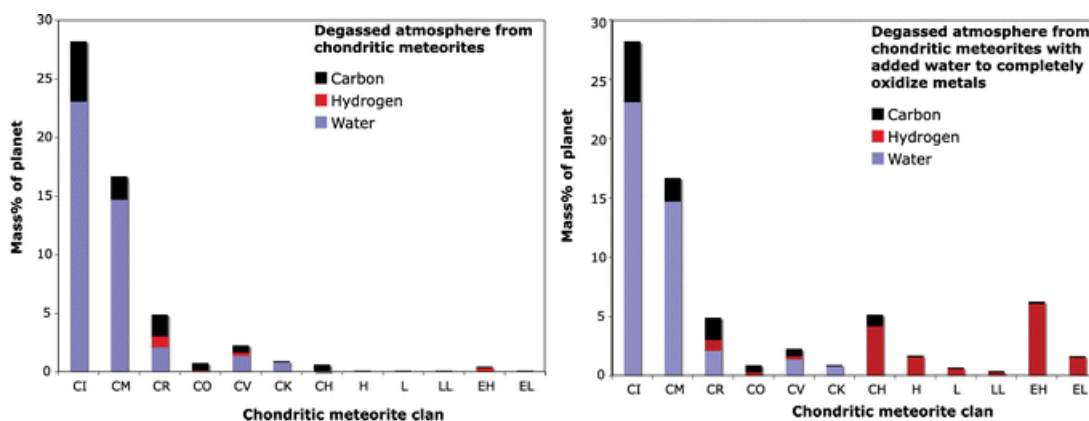


Figura 2.1: Massima massa di costituenti atmosferici che verrebbe degassata nei due casi 1 da un pianeta costituito dalla composizione di diversi tipi di meteoriti, assumendo che tutta l'acqua presente reagisca con il ferro metallico per produrre ossido di ferro e idrogeno [4].

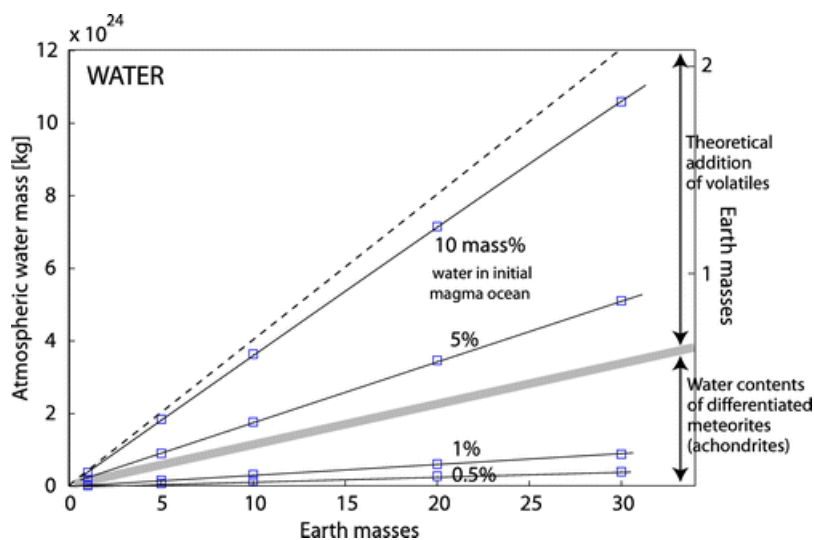


Figura 2.2: Massa di acqua atmosferica in funzione della massa del pianeta per un mantello di composizione acondritica. Pressioni atmosferiche crescenti, e quindi pianeti più massicci, consentono un maggiore contenuto di acqua nei silicati liquidi e di conseguenza nel mantello [4].

in pianeti rocciosi: oltre un certo valore iniziale di acqua nel magma, il pianeta formerà anche un oceano superficiale di acqua liquida.

In seguito alla formazione di queste atmosfere possono essenzialmente verificarsi tre scenari. Nel primo caso molecole contenenti idrogeno vengono distrutte dalla fotolisi, con la conseguente fuga dell'idrogeno dall'atmosfera: in assenza di acqua liquida, l'atmosfera sarebbe dominata da CO_2 , mentre se fosse presente un oceano ci sarebbe anche H_2O atmosferica. Nel secondo caso, l'idrogeno è intrappolato nell'atmosfera, ma per via della bassa temperatura e pressione, l'efficienza delle reazioni che formano CH_4 e NH_3 è molto bassa e le molecole dominanti sarebbero H_2 , CO , H_2O e N_2 . Il terzo caso si differenzia dal precedente per i valori di temperatura e pressione sufficientemente elevati per permettere la formazione di metano e ammoniaca, situazione che si verifica per pianeti e atmosfere massicce. In tutte le tre prospettive, il carbonio non supera mai il 5% della massa dell'atmosfera, mentre l'azoto rimane inferiore allo 0.2%, valore tuttavia sufficiente per la formazione di un'atmosfera basata sull'azoto, come quella terrestre, a patto che l'acqua condensi in forma liquida e il carbonio sia catturato da processi geologici.

2.2.2 Stabilità delle atmosfere

La stabilità di un'atmosfera è fondamentale perché si possa instaurare un regime che consenta la nascita di una biologia, pertanto è interessante valutare quali siano i parametri che consentono che l'atmosfera sia stabile, per indirizzare verso tali pianeti una maggiore attenzione. I parametri che è utile analizzare per quantificare la fuga atmosferica sono: il tipo di stella, la massa del pianeta e la concentrazione atmosferica di CO_2 . Per procedere con questo ragionamento bisogna introdurre delle assunzioni [6]:

- 1) l'esobase (regione atmosferica in cui il cammino libero medio di una particella coincide con l'altezza di scala), che dipende dalla pressione alla superficie, dalla temperatura locale e dalla gravità, si considera in corrispondenza di $a_E = \frac{g_{Earth}}{g_{plan}} 500 \text{ km}$, dove 500 km è l'esobase terrestre media;
- 2) le concentrazioni di CO_2 sono approssimate costanti con l'altezza;
- 3) il flusso stellare viene considerato come un indicatore del calore liberato dalla stella.

I calcoli che verranno effettuati coinvolgono tre importanti quantità legate alla fuga atmosferica:

Temperatura critica T_{crit}

La fuga atmosferica avviene rapidamente (*blow-off*) quando la temperatura dell'esosfera supera una certa temperatura critica. Si parla quindi di fuga termica relativa a una singola particella, definita da un parametro dato dal rapporto tra l'energia potenziale dovuta all'attrazione gravitazionale del pianeta e l'energia cinetica della particella. Per una particella di massa m_{part} :

$$\lambda_{escape} = \frac{GM_{plan}m_{part}}{R_{exo}k_B T_{exo}} = \frac{L_{free}}{2} \frac{E_{pot}}{E_{kin}} \quad (2.1)$$

dove L_{free} è il numero di gradi di libertà, G la costante di gravitazione universale, k_B la costante di Boltzmann, M_{plan} la massa del pianeta, T_{exo} la temperatura dell'esosfera e $R_{exo}=R_{plan} + a_E$ il raggio dell'esosfera. Se questo parametro è inferiore a un valore critico, l'energia cinetica della particella è maggiore dell'energia potenziale e questa non sarà più vincolata al pianeta.

$$\lambda_{escape} < \lambda_{crit} = \frac{L_{free}}{2} \quad (2.2)$$

Si ottiene quindi il valore per la temperatura critica da

$$T_{crit} = \frac{2}{L_{free}} \frac{GM_{plan}m_{part}}{R_{exo}k_B} \quad (2.3)$$

Pertanto la temperatura critica dipende dal rapporto massa-raggio (MRR): dalla tabella 2.1 si nota che la fuga termica di atmosfere di super Terre è molto lenta, in quanto le temperature critiche sono molto alte.

Flusso XUV critico $\Phi_{XUV,crit}$

La temperatura dell'esosfera è prevalentemente determinata dal flusso di raggi X e ultravioletti della stella centrale: a $\Phi_{XUV,crit}$ corrisponde T_{crit} nell'esosfera. Tramite un esperimento condotto su modelli di esosfere di Terra,

massa [M_T]	T_{crit} [K]
0.5	2800
1	4800
5	16100
10	26800

Tabella 2.1: Temperature critiche dell'idrogeno per pianeti terrestri a diverse masse.

massa [M_T]	CO ₂ [PAL]	$\Phi_{XUV,crit}$ [$\Phi_{XUV,T}$]
0.5	1	2
1	1	3.4
5	1	35
10	1	115
0.5	10	3.2
1	10	5
5	10	35
10	10	115
0.5	100	5
1	100	7.5
5	100	35
10	100	115
0.5	10^3	8
1	10^3	12
5	10^3	46
10	10^3	115
0.5	3×10^3	11
1	3×10^3	15.6
5	3×10^3	53
10	3×10^3	115

Tabella 2.2: Flussi XUV critici in funzione della concentrazione di CO₂ per pianeti terrestri di diverse masse (Kulikov et al. 2007).

Tipo stellare	a	b_n [K]
G	1.2	6.24
K	0.94	4.2
altri	1	0.46

Tabella 2.3: Valori dei parametri nell'equazione 2.4 (Lecavelier Des Etangs 2007).

Venere e Marte, esposte a flussi molto elevati di XUV , sono state calcolate delle temperature esosferiche tra 10000 e 20000 K, a seconda della concentrazione di anidride carbonica in unità di *present atmospheric level* (PAL) della Terra (tabella 2.2).

Orbita critica a_{crit}

L'orbita critica di fuga atmosferica idrodinamica è determinata dalla distanza orbitale in cui il flusso XUV ricevuto dal pianeta coincide con quello critico. Per calcolare l'evoluzione dell'orbita critica, bisogna tenere conto dell'evoluzione dell'attività stellare di XUV . Per stelle G, K e M il flusso di XUV decresce con il tempo e può essere rappresentato da una legge di potenza

$$\Phi_{XUV}(t) = b_n t^{-a} f_{XUV} \quad (2.4)$$

con t in Gyr, f_{XUV} è il flusso XUV presente a 1 AU e b_n è un fattore di normalizzazione.

Per ottenere dei valori assoluti dei flussi è necessario disporre di flussi per diversi tipi di stelle con età paragonabili al Sole: per stelle M si assume un valore di $f_{XUV}^M = 2.9 \times 10^{-3} \text{ Wm}^{-2}$. Adattando queste osservazioni ai pianeti e alle stelle di interesse, cioè super Terre attorno a stelle M, si possono dedurre delle informazioni. Poiché la zona abitabile di una stella è definita come l'insieme delle orbite all'interno di cui un pianeta può mantenere acqua liquida in superficie, possiamo affermare che l'HZ si sposti verso la stella centrale se si tratta di una *late-type* (per le stelle M si trova a ~ 0.15 AU). Se si considera un pianeta roccioso di $1 M_T$, la sua orbita giacerebbe al limite interno della HZ di una stella M, per cui l'atmosfera potenzialmente abitabile subirebbe dei periodi di *blow-off* idrodinamico e probabilmente verrebbe dispersa: si tende quindi ad escludere l'abitabilità di pianeti di massa modesta attorno a stelle K o M, a favore di super Terre più massicce. Un'ulteriore conseguenza è che le atmosfere di super Terre potrebbero essere più riducenti rispetto alla Terra, poiché l'idrogeno non fugge altrettanto facilmente. Un

altro fattore importante è l'abbondanza di anidride carbonica, perchè il raffreddamento radiativo dovuto alla CO_2 riduce notevolmente la temperatura esosferica, che quindi comporterebbe un'orbita critica più stretta per pianeti meno massicci. Una soluzione all'eventuale perdita dell'atmosfera sarebbe la sua riformazione tramite impatto da parte di planetesimi, oppure per via di degassaggio interno dovuto ad attività vulcanica e tettonica [6].

Capitolo 3

Osservazione di atmosfere di esopianeti

3.1 Tecniche di osservazione

Nel corso di due decenni lo studio delle atmosfere dei pianeti ha subito un rapidissimo sviluppo, grazie a tecniche e strumentazioni molto avanzate. Nonostante i progressi in questo settore, solo pochi esopianeti sono adatti ad un'osservazione dettagliata dell'atmosfera: pianeta e stella devono essere sufficientemente vicini alla Terra perché abbiano un rapporto segnale-rumore adeguato. Nell'introduzione sono stati elencati i metodi di scoperta di esopianeti: si analizzerà in seguito quali di questi forniscono informazioni sulle atmosfere dei pianeti e quali tecniche aggiuntive possono essere utilizzate.

Spettri di trasmissione. La maggior parte delle tecniche sfrutta i transiti dei pianeti, effettuando analisi approfondite per estrarre lo spettro dell'atmosfera del pianeta da quello combinato del sistema pianeta-stella, senza doverlo risolvere spazialmente: questi metodi includono gli *spettri di trasmissione* e la misurazione dell'emissione termica e della radiazione riflessa durante le *eclissi secondarie*. Quando un pianeta ha un'atmosfera, la sua opacità varia con la lunghezza d'onda e quindi il raggio a cui l'atmosfera diventa otticamente spessa cambia: pertanto, si misura il decremento del flusso a diverse lunghezze d'onda e la quantità $(\frac{R_P(\lambda)}{R_*})^2$ è detta spettro di trasmissione, con $R_P(\lambda)$ raggio del pianeta a una certa lunghezza d'onda e R_* raggio della stella.

Spettroscopia ad alta dispersione. Per quanto riguarda i pianeti non transitanti, in particolare con elevate velocità orbitali, si ricorre alla tecnica della *cross-correlation* ad alta dispersione spettrale, che trae vantaggio dal moto orbitale del pianeta e il conseguente effetto Doppler dello spettro del pianeta.

Il metodo della spettroscopia ad alta dispersione permette di rivelare lo spettro del pianeta, che slitta per effetto Doppler durante le osservazioni per via del moto orbitale del pianeta, e separarlo da quelli stazionari dell'atmosfera terrestre e della stella, grazie a risoluzioni spettrali attorno a 100000. Prima di effettuare la *cross-correlation* con un modello atmosferico, è conveniente costruire una macchina digitale che permetta di isolare le bande molecolari del pianeta dalle righe di assorbimento della stella, che altrimenti predominerebbero per via dell'elevato contrasto. Questo metodo è stato applicato per la prima volta nel 2010 con il *CRyogenic Infra-Red Echelle Spectrograph* sul *Very Large Telescope*, identificando tracce di monossido di carbonio su HD 209458 b [7]. È evidente che la spettroscopia ad alta dispersione nel vicino infrarosso sia uno strumento potente quasi esclusivamente per le atmosfere degli *hot Jupiters*, in quanto sono necessari dei target piuttosto brillanti, ma ha il grande vantaggio di non richiedere un transito.

Curve di fase. Le curve di fase tracciano la modulazione dell'emissione termica di un pianeta o della luce stellare riflessa nel corso dell'orbita: hanno la funzione di complementare le eclissi secondarie, che misurano solamente l'emissione del lato diurno di un pianeta transitante. Le curve di fase offrono informazioni sulla dinamica e sull'energia dell'atmosfera misurando temperature di brillantezza longitudinali attraverso la superficie del pianeta. L'ampiezza in infrarosso di queste curve determina l'escursione termica giornaliera, mentre la loro forma riflette i tempi scala radiativi, convettivi e di frenamento. Per ottenere una curva di fase è necessario osservare un sistema per un tratto significativo dell'orbita, ma non è strettamente necessario un transito [2].

3.2 Informazioni deducibili

I dati ottenuti dalle osservazioni non offrono automaticamente parametri atmosferici, è quindi necessario confrontarli con modelli fisici per dedurre informazioni di interesse, come temperature e abbondanze. Le analisi delle atmosfere di pianeti extrasolari si suddividono in due categorie: i *forward models*, che assumono che una determinata combinazione di parametri generi un osservabile, contrapposti al *retrieval approach*, che ha lo scopo di determinare i parametri che meglio approssimano i dati tramite un fit, tenendo

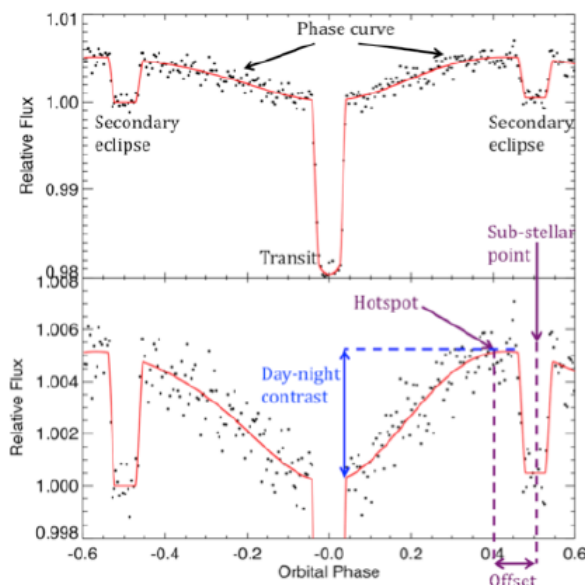


Figura 3.1: Esempio di curva di fase di WASP-19b a $3.6 \mu\text{m}$ (Huitson 2013).

conto delle relative indeterminazioni. I primi sono fondamentali per predire le proprietà degli osservabili di oggetti di cui non sono state effettuate precedenti osservazioni: questo tipo di approccio si è rivelato utile ad esempio per identificare l'assorbimento di alcalini in *hot Jupiters* (Seager e Sasselov 2000). Il metodo del *retrieval* presuppone necessariamente una sorta di *forward model* incorporato in un algoritmo che analizza lo spazio delle fasi dei parametri atmosferici in cui rientrano le misurazioni effettuate.

3.2.1 Rilevamento e abbondanza di molecole

Le atmosfere planetarie sono composte principalmente di molecole, la cui relativa abbondanza dipende dalla composizione chimica globale derivante dalla formazione ed evoluzione del pianeta, dalla differenziazione chimica, dalla circolazione atmosferica e da altri processi di disequilibrio. La figura 3.2 mostra le abbondanze previste per varie molecole all'equilibrio.

Molecole risolte spettroscopicamente

La maggior parte delle rivelazioni di molecole in atmosfere di esopianeti avviene grazie alle osservazioni che risolvono o singole righe o, a dispersione inferiore, la forma complessiva delle bande molecolari. L' H_2 è il costituente dominante della maggior parte degli esopianeti studiati finora: molti pianeti

transitanti mostrano densità che possono corrispondere solo a involucri di idrogeno molecolare (Fortney 2007). L' H_2 può anche essere individuato dalla pendenza dello spettro di trasmissione di un pianeta tipica dello *scattering* di Rayleigh (Lecavelier Des Etangs 2008). L'idrogeno si manifesta anche attraverso la cosiddetta *Collision Induced Absorption* (CIA), in particolare nelle bande *H* e *K*: si tratta di caratteristiche spettrali generate da urti anelastici di molecole, particolarmente frequenti in gas molto densi.

Il monossido di carbonio CO è abbondante nelle atmosfere di pianeti caldi giganti ed è facilmente riconoscibile ad alta dispersione per le sue righe rotovibrazionali isospaziate. L' H_2O è altrettanto abbondante nelle atmosfere e scolpisce notevolmente gli spettri nel vicino infrarosso. Anche il metano CH_4 è spesso identificato, ma decisamente meno abbondante rispetto al monossido di carbonio, fatta eccezione per i pianeti più freddi, purché non presentino processi di disequilibrio. Per quanto riguarda le altre molecole, a temperature < 500 K l'ammoniaca NH_3 diventa sempre più abbondante, in particolare in nane brune e pianeti *solivaganti*. Alle temperature più calde degli *hot Jupiters*, le molecole TiO e VO mostrano caratteristiche simili a quelle delle stelle M.

Fotometria broadband

Anche quando le singole righe non sono risolte, un intervallo di lunghezze d'onda centrato su un particolare assorbimento può in linea di principio individuare alcune specie chimiche: un esempio è la camera IRAC dello *Spitzer*. Tuttavia non è ancora assicurato che la fotometria *broadband* possa determinare con precisione le abbondanze molecolari in pianeti transitanti quanto in quelli *directly imaged*.

3.2.2 Rapporto carbonio-ossigeno

Carbonio e ossigeno sono elementi fondamentali per la vita sulla Terra: nelle atmosfere dei pianeti formano essenzialmente poche molecole, come CO, H_2O , CO_2 e CH_4 , che, qualora presenti, producono delle caratteristiche spettrali evidenti. Il rapporto C/O di un'atmosfera planetaria influenza fortemente l'abbondanza relativa di queste molecole e può dare indizi sulla formazione ed evoluzione del pianeta. Generalmente il rapporto rispecchia quello della stella ospitante e ad oggi non ci sono casi in cui $\text{C/O} > 1$ [2].

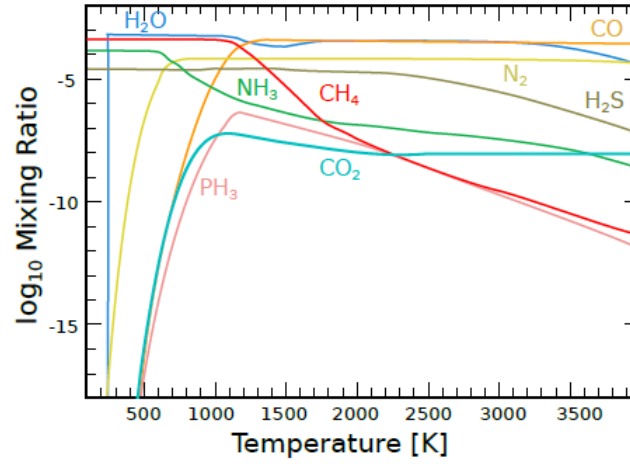


Figura 3.2: Abbondanze molecolari all'equilibrio per atmosfere con metallicità solare e pressione di 1 bar in base alla temperatura [2].

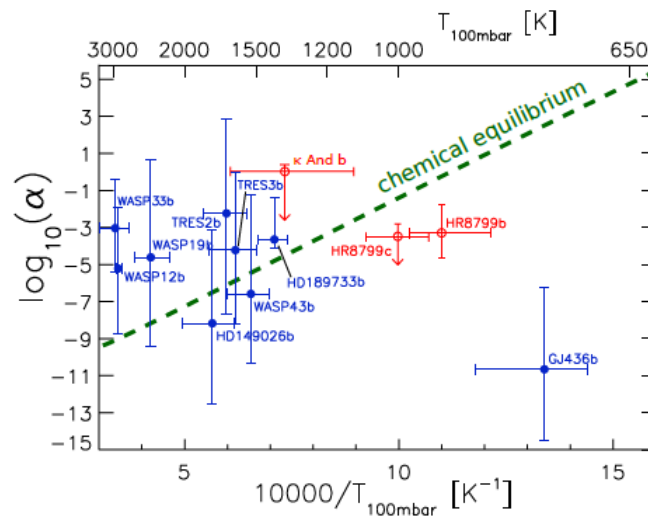


Figura 3.3: In condizioni di equilibrio α dovrebbe aumentare al diminuire di T , come indicato dalla linea tratteggiata. Effetti di disequilibrio sono evidenti per valori inferiori a ~ 1200 K [2].

3.2.3 Disequilibrio chimico e metallicità

Per quanto riguarda il sistema solare, nessuna atmosfera si trova in equilibrio chimico: ad elevate altitudini, la fotochimica causata dall'irradiazione solare induce nuove reazioni, come la formazione di ozono sulla Terra. Inoltre, le atmosfere dei pianeti del nostro sistema presentano metallicità superiori rispetto al Sole: i pianeti giganti del sistema solare diventano progressivamente più ricchi di elementi pesanti al diminuire della massa, con un'abbondanza di elementi pesanti pari a ~ 3 volte tanto quella solare per Giove e fino a 50 volte per i pianeti ghiacciati; i pianeti di tipo terrestre risultano poveri di H_2 e quindi le loro atmosfere si considerano totalmente metalliche. Per via dell'importante ruolo che i disequilibri e la composizione chimica giocano nella determinazione dell'atmosfera di questi pianeti, si deduce che si tratti di informazioni interessanti anche per quanto riguarda gli esopianeti. Alle alte temperature dei più caldi *hot Jupiters*, le reazioni cinetiche avvengono così rapidamente che tutte le specie tendono all'equilibrio, mentre processi di disequilibrio hanno maggiore influenza su atmosfere con $T \leq 2000$ K. Per determinare la condizione di equilibrio dell'atmosfera di un pianeta caldo Line e Yung (2013) propongono la costante di equilibrio α , con f_i percentuale in massa delle specie e P pressione atmosferica:

$$\alpha = \frac{f_{CH_4} f_{H_2O}}{f_{CO} f_{H_2}^3 P^2} \quad (3.1)$$

La figura 3.3 mostra il valore di α per atmosfere di alcuni esopianeti: i pianeti più freddi mostrano condizioni di disequilibrio [2].

3.2.4 Inversioni termiche

Si dice che la struttura termica di un pianeta subisce un'inversione quando $\frac{dT}{dP} < 0$, cioè quando la temperatura aumenta con l'altezza. I pianeti giganti del sistema solare mostrano un'inversione oltre un livello di pressione di circa 0.1 bar (Orton 1981), in corrispondenza di cui l'opacità infrarossa uscente cala e la radiazione incidente inizia a dominare. Queste inversioni sono tipicamente individuate dagli spettri termici dei pianeti, che mostrano strette righe di emissione all'interno delle più larghe e intense righe di assorbimento.

3.3 I progetti JWST e ARIEL

3.3.1 JWST e atmosfere di super Terre

La cosiddetta “*M-star opportunity*” consiste nell’alta probabilità che una super Terra sia individuata nella zona abitabile di una stella M, risultato che si spera venga confermato con il lancio del Telescopio Spaziale James Webb della NASA previsto per il 2018, che sarà in grado di osservare gli effetti dell’assorbimento delle principali molecole come acqua e biossido di carbonio in super Terre. Alcune simulazioni (Deming 2009) prevedono che una super Terra abitabile a 22 pc di distanza richieda 85 ore di osservazione con il *Near-Infrared Spectrometer* di JWST per misurare l’assorbimento di anidride carbonica durante un transito con rapporto segnale-rumore $S/N = 28$. Il NIRSpec opererà a $0.6 - 5 \mu\text{m}$ e permetterà di ottenere spettri simultanei di più di 100 oggetti in un campo di vista di 9 arcominuti quadrati.

3.3.2 ARIEL: Atmospheric Remote-Sensing Infrared Exoplanet Large-survey

ARIEL è uno dei tre candidati per la prossima missione dell’ESA prevista per il 2026: il suo scopo sarà osservare spettroscopicamente nell’infrarosso una grande quantità di pianeti transitanti, circa 500, nella nostra Galassia. ARIEL è dotato di un telescopio di 1 metro e uno spettrometro che copre la banda tra 1.95 e $7.8 \mu\text{m}$. La missione fornirà un campione completo di giganti gassosi, pianeti nettuniani e super Terre.

Capitolo 4

Biosignatures

Un gas *biosignature* è definito come un gas prodotto dalla vita che si accumula nell'atmosfera di un pianeta in maniera che sia possibile rivelarlo. Il ragionamento intuitivo per la ricerca di *biosignatures* è effettuare un'analogia con la Terra, cioè ricercare quelle tracce che ci aspetteremmo essere rivelabili se la Terra fosse un esopianeta. Il grafico in figura 4.1 rappresenta lo spettro della Terra.

4.1 Gas prodotti dalla vita terrestre

Le molecole prodotte dalla vita terrestre sono migliaia, di cui solo qualche centinaio è sufficientemente volatile da rientrare nell'atmosfera in dosi significative. Di questi, soltanto pochi vengono accumulati a livelli sufficienti e sono spettroscopicamente attivi, permettendo che un telescopio remoto li possa individuare osservando la Terra come un esopianeta.

Sulla Terra, i gas più abbondanti che generano *biosignatures* possono anche essere prodotti da fonti non biologiche, comportando falsi positivi. D'altra parte, i gas che sembrano essere unicamente originati dalla vita, come il dimetilsolfato (DMS) CH_3SCH_3 rilasciato dal plankton oceanico, sono presenti solo in quantità impercettibili. L'ossigeno molecolare potrebbe essere l'unica eccezione in quanto a abbondanza e origine non geologica, ma la vita su altri pianeti potrebbe non produrre O_2 .

I gas più abbondanti con origine biologica sono prodotti quando le forme di vita sfruttano un gradiente di energia potenziale chimica (generalmente un gradiente *redox*) geochimicamente stabile: due materiali sono prodotti da processi geochimici diversi e incontrandosi reagiscono; la loro reazione è termodinamicamente favorita ma cineticamente inibita, cioè non può avvenire alla temperatura e alla pressione dell'ambiente, perciò le forme di vita cata-

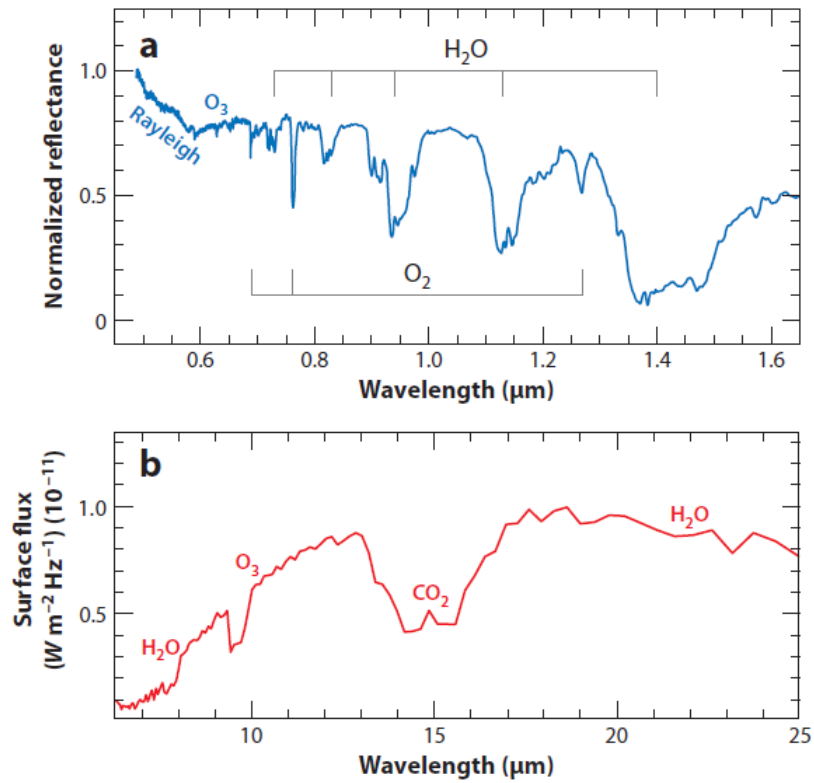


Figura 4.1: Sopra: spettro della Terra in parte del visibile e nel vicino infrarosso da misurazioni della luce cinerea della Luna. Sotto: spettro della Terra nell'infrarosso osservato dal *Mars Global Surveyor*. In entrambi i casi si notano righe di assorbimento [9].

lizzano questo tipo di reazioni con degli enzimi, rilasciando molecole come CH_4 , N_2O e H_2S (*biosignatures* di tipo I), che sono purtroppo confondibili con falsi positivi. Ad esempio, nei fondali marini i batteri metanogeni traggono energia dall'idrogeno e dal biossido di carbonio e generano metano come sottoprodotto ($\text{H}_2 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CH}_4 + \text{H}_2\text{O}$), che potrebbe tuttavia essere confuso con metano di origine vulcanica. Si dicono *biosignatures* di tipo II quei gas che consistono in sottoprodotti di formazione di biomassa, cioè reazioni che catturano il carbonio. Le *biosignatures* che sembrano essere unicamente prodotte dalla vita sono riscontrate in quantità troppo modeste perché si accumulino a livelli rivelabili (*biosignatures* di tipo III): si tratta di sostanze altamente specializzate prodotte *ad hoc* per l'organismo, come il DMS precedentemente citato o altri composti dello zolfo; alcune di queste molecole, in condizioni di flusso *UV* favorevoli, potrebbero accumularsi fino a livelli ipoteticamente rivelabili [10].

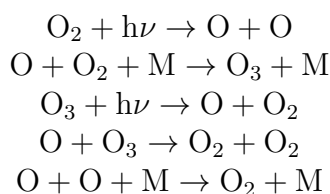
4.1.1 Ossigeno O_2

L'ossigeno è considerato la *biosignature* predominante sulla Terra. L' O_2 è presente nell'atmosfera terrestre per circa il 20% in volume ed è un gas reattivo con un tempo di vita atmosferico molto ridotto che, in assenza di un continuo rifornimento da parte della fotosintesi di piante e batteri, sarebbe presente solo in quantità di dieci volte inferiore a quella riscontrata. Tuttavia il processo che ha posto la quantità di ossigeno a quel determinato livello non è del tutto chiaro: durante gli scorsi 500 milioni di anni, il processo di fotosintesi non è mutato radicalmente, eppure la percentuale di O_2 è cambiata da meno del 15% durante il periodo Devoniano a oltre il 30% nel Carbonifero. Più in dettaglio, la fotosintesi cattura il carbonio dalla CO_2 in biomassa, rilasciando ossigeno; la decomposizione delle piante consuma ossigeno, combinando O_2 con biomassa per rigenerare CO_2 : se il ciclo fosse perfettamente efficiente, non ci sarebbe accumulo di O_2 . La Terra ha ossigeno libero nella sua atmosfera perché una piccola frazione del carbonio è trasformato in biomassa senza essere a sua volta trasformato in anidride carbonica, bensì viene intrappolato nel suolo e nelle rocce. Dunque, per la maggior parte della storia della Terra, in accordo con i ridotti valori di ossigeno, soltanto esigue quantità di carbonio devono essere state sequestrate. Nel tardo Precambriano, molto più carbonio è stato intrappolato, permettendo lo sviluppo dell'attuale atmosfera. L'evoluzione delle piante terrestri e conseguentemente la crescita della produzione di O_2 potrebbe essere stato un fattore nell'aumento del livello di ossigeno. Tra 400 e 350 milioni di anni fa, le piante hanno sviluppato l'abilità di produrre lignina, un polimero che fortifica il legno e dà resistenza contro maltempo e attacchi di insetti, permettendo alle piante di

crescere notevolmente. Per molto tempo nessun organismo ha sviluppato un enzima il grado di dissociarlo e quindi veniva sepolto e trasformato in vene di carbone: il cosiddetto Carbonifero è stato quindi il periodo con il più alto tasso di ossigeno atmosferico, alla fine del quale un tipo di fungo ha sviluppato un enzima che permettesse di utilizzare la lignina come nutriente e quindi, essendo metabolizzata, il carbonio veniva riconvertito in CO_2 reagendo con l' O_2 al posto di essere sepolto. Tuttavia ci sono dei metodi alternativi per la produzione di una notevole quantità di ossigeno che non coinvolgano l'attività biologica: ad esempio, in un'atmosfera satura di vapore acqueo, la sua fotodissociazione con rilascio di H nello spazio potrebbe portare a livelli di O_2 rivelabili. In alternativa l' O_2 potrebbe essere accumulato in un pianeta secco, ricco di biossido di carbonio, con debole assorbimento geochimico di O_2 , caso che sarebbe identificato per l'abbondanza di CO_2 e la scarsità di H_2O [10].

4.1.2 Ozono O_3

L'ozono dell'atmosfera terrestre è indispensabile per l'esistenza della vita come la conosciamo in quanto schermo i raggi ultravioletti dannosi per la maggior parte delle specie. L'ozono è considerato un bioindicatore perché la sua formazione tramite il meccanismo Chapman (con M molecola non reattiva)



richiede ossigeno molecolare prodotto in gran parte dalla fotosintesi. Si parla in questo caso di bioindicatore perché non è legato direttamente alle reazioni metaboliche, ma si tratta di un prodotto di reazioni fotochimiche a cui hanno partecipato veri e propri gas *biosignature*. L' O_3 può tuttavia essere prodotto in maniera abiotica in atmosfere ricche di anidride carbonica: strati di ozono sono stati individuati su Marte e Venere [10].

4.1.3 Disequilibrio termodinamico

Un'ipotesi avanzata per quanto riguarda l'identificazione di forme di vita è l'idea che un sistema in disequilibrio termodinamico sia un tipo di *biosignature*: una ricerca apposita di molecole significativamente lontane dall'equilibrio

termodinamico potrebbe essere un nuovo approccio. La combinazione di idrocarburi e ossigeno molecolare sulla superficie terrestre è un esempio di tale disequilibrio chimico. Ad esempio, il metano CH_4 è fortemente in disequilibrio termodinamico sulla Terra, come H_2 , N_2O e SO_2 , sebbene nessuno di questi sia un'indicazione inequivocabile di segni di vita: infatti, in un'atmosfera ricca di ossigeno, quasi qualsiasi gas si trova in uno stato di disequilibrio, mentre in un'atmosfera priva di ossigeno, un significativo disequilibrio termodinamico può essere generato da processi geochimici o fotochimici, come ad esempio la produzione di SO_2 e H_2S da parte del vulcanesimo [10].

4.2 Batteri fotosintetici

I batteri fotosintetici sono la chiave per comprendere come un pianeta caldo e inospitale evolva in un pianeta verde. Naturalmente la nostra conoscenza di organismi fototrofi si limita a quelli terrestri, in cui la clorofilla (che può essere di tipo a, b, c o d) sia raccoglie la luce sia la trasforma in energia chimica. La *radiazione fotosinteticamente attiva* (PAR) rappresenta i limiti di radiazione entro cui la fotosintesi può operare: per le piante è compresa tra 400 e 700 nm, detto *green bump*, mentre il *red edge* è dovuto all'alta riflettività della clorofilla nel vicino infrarosso a 700-850 nm. Altri organismi viventi, come batteri verdi, batteri viola e eliobatteri, possono sfruttare la luce del Sole in altre regioni spettrali poco estese, come il vicino infrarosso: questi batteri vivono in ambienti come il fondo di pozze stagnanti, sedimenti e profondità oceaniche. I batteri viola hanno un picco di assorbimento nel range 1013-1025 nm, sfruttano clorofilla b e non utilizzano l'acqua come donatore di idrogeno, di conseguenza non rilasciando ossigeno. Altri batteri che possono effettuare la fotosintesi in infrarosso sono i *Chlorobia*. Gli organismi fotosintetici producono gas come ossigeno e ossidi di azoto, che possono modificare le atmosfere degli esopianeti e sono potenzialmente rivelabili remotamente dalla Terra. La rivelabilità dei processi fotosintetici dipende dalla produttività biotica, che a sua volta è determinata da diversi fattori, come la disponibilità di risorse (acqua, luce, minerali, donatori di elettroni, nutrienti) [11].

4.2.1 Fotosintesi attorno a stelle M

Le stelle M sono caratterizzate da una limitata radiazione nel visibile rispetto al NIR che ne comprende il picco: pertanto, una fotosintesi "classica" presenterebbe ridotta produttività, mentre un sistema che sfrutta lunghezze d'onda superiori comporterebbe una maggiore manifestazione di ossigeno. In

alternativa, una fotosintesi anossigenica, dominante nell'infrarosso, potrebbe innestarsi, in quanto per via del limitato flusso di UV (escludendo le stelle particolarmente attive) potrebbe non essere necessario uno strato di ozono protettivo. In ogni caso, la PAR su pianeti di stelle M può essere inferiore a quella media terrestre anche di un ordine di magnitudine: questo potrebbe non rappresentare un problema perché molti organismi marini sulla Terra sono evoluti diventando in grado di usare solo 5×10^{-4} volte il flusso medio ricevuto dalla superficie terrestre, grazie ad antenne dette clorosomi.

4.3 Biosignatures e raggi UV

La rilevazione delle *biosignatures* è condizionata dallo spettro di emissione della stella che ospita il pianeta: conoscerne l'emissione UV determina in particolare l'abbondanza dell'ozono O_3 , che influenza significativamente il profilo di temperatura dell'atmosfera. L'ozono può essere chimicamente creato, tramite la fotolisi dell' O_2 (reazione di Chapman), o distrutto (ad esempio tramite il rilascio di ossidi di azoto): la formazione di ozono è agevolata dall'emissione $UV(C)$ (100-280 nm), mentre l' $UV(B)$ (280-315 nm) ne favorisce la scissione. Grenfell (2013) ha sviluppato un modello per l'irradiazione ultravioletta di una stella M7 e le conseguenze sulla rivelazione di ozono da parte di pianeti orbitanti di tipo terrestre con un'atmosfera dominata da azoto e ossigeno: per livelli bassi di UV , la colonna dell'ozono è debole per l'inferiore produzione per meccanismo Chapman; a livelli superiori di radiazione, la formazione di ozono è maggiore ma è associata a surriscaldamento stratosferico che comporta un indebolimento delle bande spettrali [12]. Precisamente: $\lambda < 180 - 240$ nm scinde l' O_2 in atomi di ossigeno (O^3P) che reagiscono con un altro O_2 per formare O_3 ; $\lambda < 240 - 320$ nm scinde l'ozono in O_2 e O^3P , che possono in breve tempo subire la reazione inversa; in base alla lunghezza d'onda, la radiazione UV può distruggere le cosiddette molecole riserva (come HNO_3 e $ClONO_2$) rilasciando HO_x e NO_x , specie che possono distruggere ozono (Chapman) oppure formarne in ambienti a bassa ricezione di UV . In condizioni stratosferiche si ottiene (Brasseur e Solomon 2005):

$$[O_3] \sim \sqrt{\left(\frac{k_{(O^3P+O_2+M)}}{k_{(O^3P+O_3)}}\right)[M][O_2]^2\left(\frac{k_{(O_2+h\nu)}}{k_{(O_3+h\nu)}}\right)} \quad (4.1)$$

dove k indica il coefficiente della reazione e le parentesi quadre indicano l'abbondanza di una specie.

Le emissioni UV di una stella influenzano fortemente anche la fotochimica di CH_4 e N_2O .

Capitolo 5

Esperimento “atmosfere in provetta”

Lo scopo principale del progetto “atmosfere in provetta” è di fornire informazioni sulle atmosfere planetarie a differenti condizioni di pressione e temperatura sotto gli effetti di fonti di radiazioni che simulano diverse bande di emissione stellare. Gli esperimenti hanno l’obiettivo di riprodurre le condizioni di Terre e super Terre calde ospitate da stelle M nane per capire se una popolazione di cianobatteri su un pianeta con determinate caratteristiche sia in grado di mantenere la sua attività fotosintetica e di produrre *biosignatures* rivelabili. Ci si aspetta che la fotosintesi conduca a un accumulo di ossigeno libero nell’atmosfera del pianeta, rivelabile tramite l’osservazione spettroscopica di ozono nel vicino infrarosso prodotto nelle reazioni fotochimiche.

5.1 Procedimento

La prima fase è un esperimento in cui si misura la produzione di ossigeno da parte di batteri fotosintetici in condizioni terrestri utilizzando un simulatore solare. Questa fase è necessaria per determinare se l’apparato dell’esperimento consente di effettuare le misure necessarie. La seconda fase prevede l’utilizzo di un illuminatore che simuli la radiazione di una stella M. In seguito, durante la terza fase la miscela di gas che sostituisce l’atmosfera verrà cambiata nelle celle, mantenendo il simulatore di stelle M, per effettuare l’esperimento in condizioni ambientali differenti: la miscela utilizzata proviene da modelli teorici di atmosfere di super Terre. L’apparato dell’esperimento consiste in un simulatore di ambiente che può ospitare fino a sei celle di reazioni in cui il campione biologico sarà posizionato e irradiato. La copertura

del simulatore ha una finestra di vetro per permettere l’illuminazione della parte centrale da una fonte di luce esterna. La temperatura interna al simulatore può essere modificata durante l’esperimento per ricreare le variazioni tra giorno e notte e tra estate e inverno. Un sistema a pompa modifica la pressione all’interno della camera per mantenere il vuoto durante il raffreddamento. La temperatura della camera può essere innalzata agendo su una resistenza o abbassata tramite un circuito chiuso con azoto liquido. Un detector misura l’intensità della luce passante attraverso il gas in funzione del tempo. Una volta riempite le celle con il gas alla pressione necessaria e posto il campione all’interno, questo viene illuminato con una potenza che permetta la fotosintesi. Prima e durante l’irradiazione si prendono misure della composizione del gas, attendendo un picco di variazione di concentrazione di gas alla fine del processo metabolico e fotosintetico dei batteri [11].

5.1.1 Materiale biologico

Nell’esperimento saranno utilizzati sia organismi che hanno pigmenti capaci di sfruttare la luce del NIR sia organismi che sono in grado di modificare il loro apparato fotosintetico per adattarsi a condizioni differenti, in particolare alla luce del NIR. Questo tipo di adattabilità è detta *Far-Red Light Photo-acclimation* (FaRLiP) (Gan 2015). Il campione utilizzato per la maggior parte della ricerca è costituito da *Chlorogloeopsis fritschii* (figura 5.1), un cianobatterio che si può trovare nelle sorgenti termali. Questo organismo è caratterizzato dalla variabilità del rapporto tra clorofilla f e clorofilla a, in base alla luce a cui viene esposto.

Studi sulla produttività di ossigeno mostrano che è direttamente proporzionale alla crescita dei batteri: l’aumento in numero dei batteri mostra una fase in cui la crescita specifica inizia a un valore nullo e accelera a un valore massimo in un certo lasso di tempo. Inoltre, le curve di crescita contengono una fase finale in cui il tasso decresce e infine va a zero asintoticamente.

5.1.2 Strumentazione

Celle incubatrici

Le celle incubatrici (figura 5.3) sono costituite di acciaio inossidabile e vetro borosilicato in grado di rifrangere il range spettrale di interesse. Lungo le superfici laterali si aprono delle finestre per esaminare il gas contenuto. Le celle hanno forma cilindrica, con raggio di 52.5 mm e altezza di 57.0 mm.

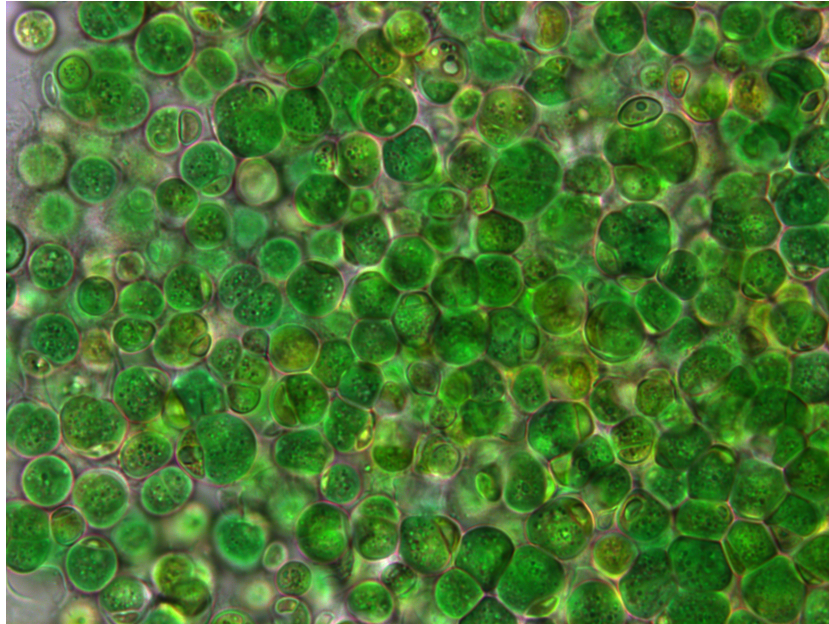


Figura 5.1: Immagine al microscopio di *Chlorogloeopsis fritschii*.

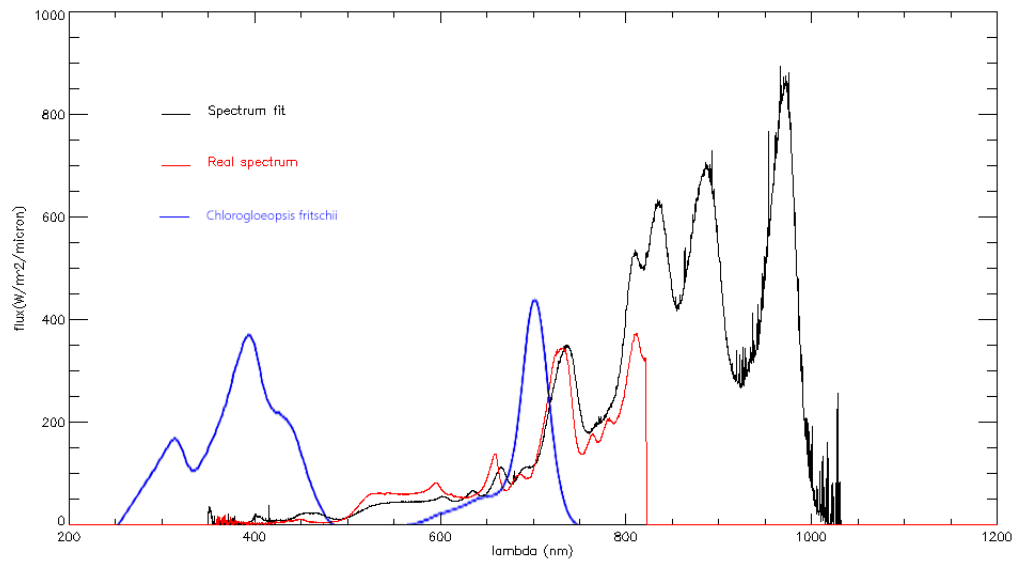


Figura 5.2: Confronto tra lo spettro di una stella M (nero) e quello ottenuto con il LED (rosso). In blu è rappresentata l'assorbanza di *Chlorogloeopsis fritschii* in unità arbitrarie non in scala.

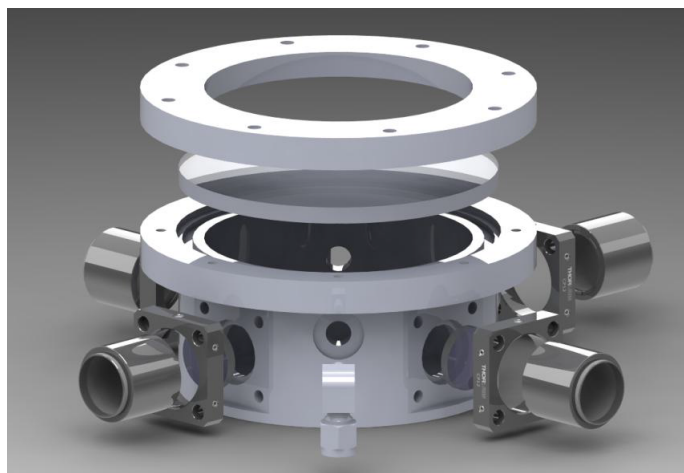


Figura 5.3: Cella incubatrice con detector TDLAS.

Sistema di illuminazione

Per simulare l'emissione di stelle da G a M, la fonte di radiazione è costituita da una matrice di più LED, *Light Emitting Diode* (figura 5.2), strumenti più economici e versatili rispetto alle lampade. La loro dinamicità consente l'attivazione e la modulazione remota da computer, che tramite un software permette di ottenere lo spettro desiderato.

Detector TDLAS

La *Tunable Diode Laser Absorption Spectroscopy* è una tecnica per la misurazione della concentrazione di una determinata specie gassosa che sfrutta un diodo laser calibrato in corrispondenza di una stretta banda di emissione: questa deve coincidere con una singola riga di assorbimento della molecola di cui si vuole rivelare la presenza. La misura è basata sulla legge di Beer-Lambert

$$I(\lambda) = I_0(\lambda)e^{-\sigma(\lambda)cL} \quad (5.1)$$

dove c è la concentrazione di gas, L la lunghezza del cammino della luce e σ l'assorbimento molare. È quindi possibile identificare gas di importanza biologica al di sopra di determinati limiti di rivelabilità imposti dallo strumento utilizzato in laboratorio (tabella 5.1).

molecola	limite di rivelabilità [ppm.m]
HF	0.2
H ₂ S	20.0
NH ₃	5.0
H ₂ O	1.0
CH ₄	1.0
HCl	0.15
HCN	1.0
CO	40.0
NO	30.0
NO ₇	0.2
O ₂	50.0

Tabella 5.1: Limite inferiore di rivelabilità in laboratorio di alcune molecole tramite TDLAS [13]: ppm.m indica una parte per milione per metro.

5.2 Produttività e rivelazione dell’ossigeno

Tra i gas prodotti biologicamente si è scelto di analizzare l’ossigeno come indicatore diretto del verificarsi della fotosintesi da parte di *Chlorogloeopsis fritschii* in condizioni terrestri e in presenza di luce solare. Il limite di rivelabilità per l’O₂ è 50.0 ppm.m. I primi risultati per *fritschii* hanno mostrato una produttività di ossigeno attorno a $P_{O_2} = 120 - 150 \frac{\mu\text{mol(O}_2\text{)}}{\text{mg(Chl)h}}$ in termini di micromoli per milligrammo di clorofilla per ora. Sappiamo inoltre che il contenuto di clorofilla è di $5 \frac{\mu\text{g}}{\text{ml}}$ in microgrammi per millilitri di coltura. Il volume della cella si ottiene come $V_c = \pi r^2 z = 0.49 \text{ l}$, da cui si può calcolare il numero di moli di gas che può contenere $n_c = \frac{PV_c}{RT} = 0.0198 \text{ mol}$.

Utilizzando un valore intermedio della produttività, posso calcolare la quantità di soluzione necessaria V_s in funzione del tempo affinché si raggiunga limite di rivelabilità:

$$\frac{n(\text{O}_2)_{\min}}{n_c} = \frac{50.0}{10^6} \frac{1}{2r} = 0.00048 \quad (5.2)$$

$$n(\text{O}_2)_{\min} = 9.50 \mu\text{mol} \quad (5.3)$$

$$n(\text{O}_2) = P_{O_2} \times \text{Chl} \times V_s \times t(\text{h}) \quad (5.4)$$

produttività	$P_{O_2} = 120 - 150 \frac{\mu\text{mol}(O_2)}{\text{mg}(\text{Chl})\text{h}}$
clorofilla	$Chl = 5 \frac{\mu\text{g}}{\text{ml}}$
altezza cella	$z = 57.0 \text{ mm}$
raggio cella	$r = 52.5 \text{ mm}$
temperatura	$T = 30^\circ\text{C}$
pressione	$P = 1 \text{ atm}$

Tabella 5.2: Dati per il calcolo del volume di coltura necessaria perché l' O_2 sia rivelabile.

$$V_s = \frac{n(O_2)_{\min}}{P_{O_2} \times Chl \times t(h)} = \frac{14 \text{ ml}}{t(h)} \quad (5.5)$$

La concentrazione di clorofilla della coltura potrebbe essere aumentata fino a $30 \frac{\mu\text{g}}{\text{ml}}$: ripetendo il calcolo analogamente si otterrebbe $V_s = \frac{2.3 \text{ ml}}{t(h)}$. La scelta del tempo entro cui si vogliono ottenere i risultati, e di conseguenza la scelta del volume della soluzione, è ancora in corso da parte del Dipartimento di Biologia.

Conclusioni

L'interesse per la ricerca di pianeti abitati è sempre solido, nonostante l'attuale mancanza di prove evidenti. L'approccio per l'indagine verso altre forme di vita è inevitabilmente centrato sulla Terra, ma non si esclude la possibilità di ricerca in ambienti totalmente differenti. Al momento nessun gas, nemmeno l'ossigeno, è una *biosignature* inequivocabile e l'identificazione di una componente nell'atmosfera di un pianeta richiede la conoscenza di numerose informazioni, raramente disponibili. Ciononostante le prime rivelazioni di *biosignatures* potrebbero non essere così remote: nei prossimi anni si prevede ottimisticamente che con il lancio del TESS (*Transiting Exoplanet Survey Satellite*), del JWST (*James Webb Space Telescope*) e di ARIEL (*Atmospheric Remote-Sensing Infrared Exoplanet Large-survey*) sarà identificato un certo numero di eso-Terre con atmosfere accessibili alle osservazioni.

I tempi potrebbero essere accelerati concentrandosi sulla cosiddetta "*M-star opportunity*": la probabilità di scoprire super Terre nelle zone abitabili di stelle M nane nel prossimo futuro sono decisamente alte e al momento rappresentano la più incoraggiante frontiera per la scoperta di una biologia extraterrestre.

Bibliografia

- [1] G. Galletta e V. Sergi (2005): Astrobiologia: le frontiere della vita. *Hoeppli Editore*.
- [2] I. J. M. Crossfield (2015): Observations of Exoplanet Atmospheres. *Astronomical Society of the Pacific* 956 pp. 941-960.
- [3] H. Lammer et al. (2009): What makes a planet habitable? *The Astronomy and Astrophysics Review* 17 pp. 181-249.
- [4] L. T. Elkins-Tanton e S. Seager (2008): Ranges of atmospheric mass and composition of super-Earth exoplanets. *The Astrophysical Journal* 685 pp. 1237-1246.
- [5] J. M. Griessmeier et al. (2005): Cosmic ray impact on extrasolar earth-like planets in close-in habitable zones. *Astrobiology* 5 pp. 587-603.
- [6] P. von Paris (2010): The atmospheres of Super-Earths. *Mathematik und Naturwissenschaften der Technischen Universität Berlin*.
- [7] T. M. Brown (2001): Transmission spectra as diagnostics of extrasolar giant planet atmospheres. *The Astrophysical Journal* 553 pp. 1006-1026.
- [8] C. M. Huitson (2013): The First Spectroscopic Phase Curve of a Transiting Planet: Understanding the Deeper Atmosphere. *University of Exeter*.
- [9] S. Seager e D. Deming (2010): Exoplanet Atmospheres. *The Astronomy and Astrophysics Review* 48 pp. 631-672.
- [10] S. Seager e W. Bains (2015): The search for signs of life on exoplanets at the interface of chemistry and planetary science. *Science Advances*.
- [11] R. Claudi et al. (2016): Simulating super earth atmospheres in the laboratory. *International Journal of Astrobiology* 15 pp. 35-44.
- [12] J. L. Grenfell et al. (2013): Sensitivity of Biosignatures on Earth-like Planets orbiting in the Habitable Zone of Cool M-Dwarf Stars to varying Stellar UV Radiation and Surface Biomass Emissions. *Planetary and Space Science*.

- [13] M. Erculiani et al. (2016): Atmospheres in a Test Tube: state of the art at the Astronomical Observatory of Padova. *Memorie della Società Astronomica Italiana* 87 pp. 112-120.
- [14] M. Erculiani (2016): Atmosphere in a Test Tube: laboratory investigations about exoplanet atmospheres. *Università degli Studi di Padova*.
- [15] Y. N. Kulikov et al. (2007): A Comparative Study of the Influence of the Active Young Sun on the Early Atmospheres of Earth, Venus, and Mars. *Space Science Reviews* 129 pp. 207-243.
- [16] A. Lecavelier Des Etangs (2007): A diagram to determine the evaporation status of extrasolar planets. *Astronomy & Astrophysics* 461 pp. 1185-1193.
- [17] J. J. Fortney et al. (2007): Planetary Radii across Five Orders of Magnitude in Mass and Stellar Insolation: Application to Transits. *The Astrophysical Journal* 659 pp. 1661-1672.
- [18] A. Lecavelier Des Etangs et al. (2008): Rayleigh scattering in the transit spectrum of HD 189733b. *Astronomy & Astrophysics* 481.
- [19] D. Deming et al. (2009): Discovery and Characterization of Transiting SuperEarths Using an All-Sky Transit Survey and Follow-up by the James Webb Space Telescope. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*.
- [20] G. P. Brasseur e S. Solomon (2005): Aeronomy of the Middle Atmosphere. *Springer*.
- [21] F. Gan et al. (2015): Occurrence of Far-Red Light Photoacclimation (FaRLiP) in Diverse Cyanobacteria. *Life* 5 pp. 4-24.
- [22] C. D. Murray e S. F. Dermott (1999): Solar System Dynamics. *Cambridge University Press*.
- [23] G. J. F. MacDonald (1964): Tidal friction. *Reviews of Geophysics* 2 pp. 467-541.
- [24] G. S. Orton (1981): Atmospheric structure of the outer planets from thermal emission data. *Infrared astronomy* pp. 35-55.
- [25] S. Seager and D. D. Sasselov (2000): Theoretical Transmission Spectra during Extrasolar Giant Planet Transits. *The Astrophysical Journal* 537 pp. 916-921.